

Universidad de Concepción
Facultad de Arquitectura, Urbanismo y Geografía
Departamento de Geografía



UNA APROXIMACIÓN AL MAPEO DE LA LÍNEA DE NIEVE MEDIANTE LA PLATAFORMA GOOGLE EARTH ENGINE EN LA ZONA GLACIOLÓGICA SUR DE LOS ANDES DE CHILE

Memoria para optar al título de Geógrafo

Por:

Gianni José Leal Parra

Profesor Guía:

PhD Alfonso Fernández Rivera

Concepción, Chile 2020

Se autoriza la reproducción total o parcial de esta memoria, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento.



RESUMEN

La criósfera, capa donde se albergan elementos naturales fríos como los glaciares y nieves entre otros, cumple un papel fundamental en nuestro planeta tanto en el Geosistema, así como en la sociedad que se beneficia de ella directa e indirectamente. El cambio climático ha influenciado fuertemente los recientes cambios observados en la criósfera, expresados en retroceso de glaciares y ascenso de la línea de la isoterma cero. La ascensión de esta última, junto con la línea de nieves inciden de forma directa y muchas veces negativamente sobre los habitantes que dependen de este recurso. Planificar respuestas gubernamentales y locales a las consecuencias de estos cambios, hace necesario un monitoreo constante. El avance de la geoinformática permite actualmente implementar monitoreo continuo de la criósfera, tanto a nivel anual como mensual a alta resolución espacial y en donde los softwares gratuitos asociados a la BigData se presentan como herramientas útiles para propósitos de observación de los recursos naturales. En este trabajo se estimó el índice NDSI sobre la colección Landsat disponible -misiones 4, 5, 7 y 8- utilizando la plataforma Google Earth Engine (GEE), herramienta que almacena en la nube todo análisis realizado sobre imágenes satelitales de las colecciones mencionadas. Mediante lenguaje de programación integrada en esta plataforma –JavaScript y Python- se generó un modelo que permitió caracterizar la variable espacio temporal Altura de Línea de Nieve y la Altitud de la Línea de Equilibrio (ALE) en glaciares de los Andes sur centrales de Chile (36°S - 43°S) al fin del ciclo hidrológico en el mes de marzo. Así, se obtuvieron resultados acerca del comportamiento de la Línea de Nieves a nivel anual sobre de los glaciares de la zona de estudio, contribuyendo a comprender el comportamiento del régimen hídrico de las cuencas en zonas de montaña mediante esta plataforma de acceso público.

Palabras claves: Glaciares, NDSI, Google Earth Engine, Línea de Nieve, Zona Centro Sur de Chile.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de investigación ha sido posible gracias al incentivo, orientación, paciencia y constante motivación de mi profesor guía y director del Mountain GeoScience Group, PhD Alfonso Fernández del Departamento de Geografía de la Universidad de Concepción, quien logró sembrar en mí el interés por las ciencias de la criósfera.

Deseo agradecer de igual manera al PhD Christophe Kinnard, director del grupo GLACIOLAB del Département des Sciences de l'Environnement de la Université du Québec à Trois-Rivières, Canadá, quien con mucha amabilidad me acogió en aquellas lejanas tierras del hemisferio norte. Merci beaucoup.

Agradecer a mi familia por el constante apoyo a lo largo de este proceso, en especial, a mi abuela “mami” Kika, prima Génesis y tío Miguel Jiménez. Gracias a ustedes mi viaje a Canadá pudo ser posible.

Muchas gracias a los amigos de la vida, de las experiencias y de los de este y otros continentes. Son demasiados para nombrarlos uno por uno... ellos sabrán quienes son.

A mi novia Soledad, por su infinita paciencia y cariño en atenderme, escucharme y aconsejarme en la redacción de este trabajo y finalización de esta larga etapa.

Gracias al Padre, el “Jefazo”, el “Número Uno”, el “barbas” ... El principal inspirador.

... y a ti, mamá, por tu infinito amor y compañía en este largo camino. Gracias por ofrecerme el regalo del estudio, del conocimiento y de la vida. Sin ti esto -y muchas otras cosas- no hubieran sido posible. Gracias y mil gracias mamá.

AGRADECIMIENTOS INSTITUCIONALES



Fondecyt
Fondo Nacional de Desarrollo Científico y Tecnológico

Proyecto FONDECYT 11160454



Mountain GeoScience Group

www.msgs.udec.cl

GLACIO  **LAB**

Cold Region Environmental Research Laboratory
Canada Research Chair in Cryosphere Hydrology

Convocatoria Beca Internacional Gobierno Canadiense

UQTR



Université du Québec
à Trois-Rivières

Canada 
**EMERGING LEADERS IN THE
AMERICAS PROGRAM (ELAP)**



ÍNDICE

1. Introducción	1
1.1 Planteamiento del problema	1
2. Marco Teórico	4
2.1 Definición de Glaciar	4
2.2 Zonificación de un Glaciar	5
2.3 Línea de Equilibrio y Línea de Nieves	8
2.4 Balance de Masa de un Glaciar	10
2.5 La cubierta de nieve desde el espacio y Geomática	12
2.6 Google Earth Engine (GEE)	14
2.7 Terminología de tipos de datos	15
2.8 Disponibilidad de datos	16
2.9 Límites y Restricciones	17
2.10 Funcionalidades Básicas	18
2.10.1 Acceso a datos en bruto del satélite	18
2.7.2 Importación de conjuntos de datos externos	19
2.7.3 Exportación y otros cálculos	19
3. Hipótesis y Objetivos:	20
3.1 Hipótesis de Trabajo:	20
3.2 Objetivo General:	20
3.3 Objetivos Específicos:	20
4. Área de Estudio	21
5.1 Materiales	24
5.2 Diccionario Landsat	24
5.3 Modelo Digital de Elevación	26
5.4 Métodos	26
5.4.1. Mapeo de la cubierta de nieve	26
6. Resultados	35
6.1 Visualización de la información generada por plataforma	35
6.2 Disponibilidad de imágenes	36
6.3 Línea de nieves anuales	38
6.4 Tendencias de las líneas de nieve detectadas	49
6.5 Validación de las líneas de nieve	51

7. Discusión	58
7.1 Altura Línea de Nieve	58
8. Conclusiones	61
9. Referencias.....	63

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1. Principales características de las unidades en estudio.	22
Tabla 5.1. Productos Landsat Surface Reflectance utilizados en el estudio.	25
Tabla 5.2. Bandas utilizadas para estimación índice NDSI. Elaboración propia. ..	28
Tabla 5.3. Codificación áreas de estudio.....	31
Tabla 5.4. Landsat 4-5-7 Pixel Quality Assessment (pixel_qa) Bit Index.....	32
Tabla 5.5. Landsat 8 Pixel Quality Assessment (pixel_qa) Bit Index.....	32
Tabla 6.1. Ejemplo de años de registros Landsat para cuencas 1 y 6. Se observa la notable diferencia de adquisición.	36
Tabla 6.2. Detalles de los años disponibles de imágenes Landsat para dos subcuencas de una cuenca en específico.	37
Tabla 6.3. Valores del percentil 10 de valores mínimos de altura (nieve) extraídos de GEE correspondiente a la cuenca 2 (Sierra Velluda) subcuenca 5 en relación a sus años disponibles.	41
Tabla 6.4. Valores del percentil 10 de valores mínimos de altura (nieve) extraídos de GEE correspondiente a la cuenca 7 (Michinmahuida) subcuenca 1 en relación a sus años disponibles.	46
Tabla 6.5 Tendencia lineal y R ² por cuencas y subcuencas periodo 1999-2018. Los colores son para una mejor diferenciación de las cuencas.	49
Tabla 6.6. Pendientes (tendencia) ascendente mayores y R ² extraídos desde la Tabla 6.5.	50
Tabla 6.7. Comparación datos obtenidos en estacas y GEE para el sector 6 (Choshuenco).....	51
Tabla 6.8. Líneas de nieve promedio -1999 a 2018- por cada área de estudio y el centroide de estos (latitud en ° S).	54

Tabla 6.9. Valores usados para regresión múltiple. Como variables independientes: LATITUD °S y COS EXPOSICIÓN (media de las subcuencas de cada cuenca principal); como variable dependiente: ELEVACION MEDIA.	56
Tabla 6.10. Regresión simple variables ELEV MEDIA y LATITUD SUR.....	56
Tabla 6.11. Regresión simple variables ELEV MEDIA y ASP COS.	57
Tabla 6.12. Regresión múltiple utilizando las 3 variables.....	57

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1. Esquema de zonificación glaciar. Línea de Equilibrio (ELA).	6
Figura 2.2. Zonas de un glaciar.	8
Figura 2.3. Terminología del balance de masa en un ciclo anual (año de balance) y diferenciación estacional para un glaciar típico de régimen templado o de latitudes medias.....	12
Figura 2.4. El entorno de desarrollo interactivo de Earth Engine.	15
Figura 2.5. ImageCollection (pila de imágenes) de Landsat 8 desplegada sobre consola en Google Earth Engine. Sobre la colección, ejemplos de Feature (puntos, líneas y polígonos).	16
Figura 4.1. Situación de las áreas de estudio de las 4 mayores áreas englacadas seleccionados.	21
Figura 4.2. Zonas y subzonas glaciológicas definidas en la Estrategia Nacional de Glaciares.	23
Figura 5.1. Curvas de reflectividad para la nieve con distintos tamaños de grano.	28
Figura 5.2. Sobre un mismo sector, en la imagen superior, se observa en índice NDSI aplicado en imagen Landsat 8. En la imagen inferior de observa mismo índice aplicado en Landsat 7.....	29
Figura 5.3. Diagrama proceso metodológico aplicado en Google Earth Engine.. .	30
Figura 5.4. Entrada de variables importadas y formato de presentación en la consola.	31
Figura 6.1. Resultados de la aplicación del código generado en la plataforma. En la imagen se muestra de ejemplo una subcuenca hidrográfica del noroeste del Nevados de Chillán.	35
Figura 6.2. Despliegue consola cuando se ha encontrado imágenes. Se observa la elevación por año.	37
Figura 6.3. Despliegue consola cuando no se ha encontrado imágenes.	38

Figura 6.4. Localización área de estudio Sierra Velluda, cuenca (en negro) y subcuencas enumeradas y en colores.	39
Figura 6.5. Multiplicación booleana NDSI > 0.4 y ráster booleano con valores de altura para el periodo 1999-2018 de la cuenca 2 (SierraVelluda) subcuenca 5. De aquí se extrae el percentil 10 de los valores mínimos de altura de píxeles clasificados como en la nieve cuenca.	40
Figura 6.6. Percentil 10 valores mínimos de altura de píxeles clasificados como nieve para la cuenca 2 (SierraVelluda).	41
Figura 6.7. Percentil 10 valores mínimos de altura de píxeles clasificados como nieve de las subcuencas restantes de cuenca 2 (SierraVelluda). Puede notarse las diferencias entre cantidad de registros y líneas tendencias respecto al gráfico de la imagen 10.....	43
Figura 6.8. Localización área de estudio SierraVelluda, su cuenca (en negro) y subcuencas enumeradas y en colores.	45
Figura 6.9. Percentil 10 valores mínimos de altura de píxeles clasificados como nieve.....	46
Figura 6.10. Percentil 10 valores mínimos de altura de píxeles clasificados como nieve de las subcuencas restantes de cuenca 7 (Michinmahuida) entre los. Puede notarse las diferencias entre cantidad de registros y líneas tendencias respecto al gráfico de la imagen 10.	48
Figura 6.11. Cálculos de ELAs regional por Condom et al., (2007) y valores obtenidos en GEE. Las líneas rojas marcan los límites de latitud abarcados por el área de estudio. Se ve una similitud de los valores ELA en función de la latitud para ambos casos.	53
Figura 6.12. Comparación entre valores considerados toda la colección Landsat disponible (superior) y estimados desde 1999 (inferior).....	55

1. Introducción

1.1 Planteamiento del problema

La importancia de los glaciares como indicadores del clima global ha cobrado fuerza en los últimos años, llegando a ser reconocidos como elementos dominantes en la detección de cambio climático (Ariza, 2006). A consecuencia del cambio del clima del planeta, se están registrando diversas alteraciones en los ecosistemas; uno de estos cambios se evidencia sobre los glaciares, provocando la fusión acelerada de sus masas de hielo y nieve, lo que genera consecuentemente diversos riesgos para las poblaciones y conflictos por la disponibilidad de agua (Loarte et al., 2015). En dicho término ecosistémico, los glaciares juegan un rol esencial en la dinámica natural, especialmente en la continuidad del escurrimiento de los cuerpos de agua, por lo que también influyen en los ciclos ecológicos de estos ecosistemas bajo su influencia además de representar un bienestar general para la población, dado que estos cuerpos de hielo ofrecen variados servicios tanto de provisión, de regulación y culturales, los cuales toman cada vez más relevancia debido a la merma ambiental acelerada que los glaciares han sufrido en las últimas décadas presumiblemente debido a los cambios atmosféricos, como el aumento de las temperaturas y la baja en las precipitaciones (Segovia, 2015; en Segovia y Videla, 2017). Es así como puede entenderse que los glaciares constituyen sistemas hidrológicos complejos en donde la mayoría de estos, al rededor del mundo, están retrocediendo cada vez más a una mayor tasa. Esto ha sido documentado por observaciones locales o terrestres con técnicas de teledetección y modelado (Segovia y Videla, 2017). Los datos que se han ido recolectando indican que el calentamiento global ha causado un aumento de temperatura a nivel mundial, frente al que los glaciares han evidenciado retrocesos de sus frentes desde el siglo pasado. Mediciones discretas realizadas desde 1975 al 2001, revelan cambios del espesor en las zonas de ablación de algunos glaciares, los cuales indican altas tasas de adelgazamiento - hasta $-4,0 \pm 0,97$ m- (Treimun y Monsalve, 2015). Esto puede evidenciarse por ejemplo en Perú, que concentra el 71 por ciento de la superficie de los glaciares

tropicales del mundo (Kaser y George, 1999) y en donde el 27 por ciento de la superficie glaciar de esta región ha desaparecido entre 1970 y el 2003 (UGRH, 2010; Rabatel et al., 2013; en Loarte, 2015); en tanto Colombia, para el periodo de 1976-2001, indican un continuo y constante retroceso de superficie glaciar, con una pérdida de 532,82 ha lo que constituye una disminución de más de 27 por ciento del área en 25 años (Ariza, 2006).

Una manera de observar estos cambios ha sido bajo la supervisión detallada de algunos glaciares y el monitoreo de sus fluctuaciones a escala global contribuyendo al establecimiento de grandes bases de datos tales como el Inventario Glacial Mundial (Haeberli et al., 1998; en Ariza, 2006) o el inventario de glaciares GLIMS. Cabe destacar que el inventario de la superficie glaciada en cualquier región del mundo es de gran importancia. Por una parte, permite realizar una estimación de la cantidad disponible de agua sobre la superficie terrestre, y por otra, está demostrando constituir un indicador válido de la evolución del cambio climático (Cano y Recio, 2004). En efecto, la sensibilidad de los glaciares frente al cambio climático puede percibirse tanto en un contexto regional como local. Por ello, el monitoreo de los glaciares con técnicas de mediciones glaciológicas (trabajo en campo) y complementados con información a través de imágenes satelitales (trabajo de gabinete) es de vital importancia (Loarte et al., 2015).

En el contexto nacional, durante las últimas décadas, la mayor parte de los glaciares han experimentado un importante retroceso, adelgazamiento y pérdida de superficie, debido a las tendencias de aumento de las temperaturas y de las precipitaciones detectadas en gran parte del país, lo que ha contribuido significativamente al aumento global del nivel del mar (Aniya, 1997; Rosenbluth et al., 1997; Aniya, 1999; Rivera et al., 2000a; en Rivera, 2001). Por ejemplo, en tiempos históricos, los glaciares en el sur de Chile han experimentado una reducción significativa del área, principalmente en respuesta al calentamiento atmosférico en curso (Rivera et al, 2011). Este proceso de deglaciación ha tenido efectos negativos en términos de los volúmenes de reservas sólidas de agua existentes, como es el caso en la cordillera andina puesto que en Chile central, se han detectado pérdidas de hasta un 50% de la masa de algunos glaciares en los últimos 50 años (Rivera et

al, 2000b; en Rivera, 2001). Una de las principales consecuencias de esta disminución, se relaciona directamente con los caudales de las cuencas con régimen glacial, especialmente durante los meses de verano, donde el agua de fusión proveniente de los glaciares puede representar más del 68 por ciento de caudal (Peña y Nazarala, 1987; en Rivera, 2001; Ohlanders et al., 2013).

A la fecha, la única técnica de monitoreo a periodicidad anual en Chile corresponde a los programas de balance de masa. Recientes estudios han mostrado que es posible aproximar el balance de masa de glaciares por medio de la estimación de la línea de equilibrio desde imágenes satelitales. En esta memoria de título, se presentan los resultados del monitoreo de la línea de nieve y de equilibrio en los glaciares de los Andes sur centrales de Chile (36°S - 43°S) al fin del ciclo hidrológico en el mes de marzo, utilizando el diccionario de imágenes Landsat disponibles en la plataforma Google Earth Engine, con el propósito de contribuir al desarrollo de modelos empíricos que ligen estas estimaciones con el balance de masa de glaciares.



2. Marco Teórico

2.1 Definición de Glaciar

Una de las primeras definiciones de glaciar fue dada por Lliboutry (1956), el que señala que se llama glaciar o ventisquero, a toda masa de hielo perenne formada por acumulación de nieve, cualesquiera que sean sus dimensiones y forma. Cuando el glaciar adquiere cierto espesor, fluye bajo su propio peso hacia alturas inferiores (Lliboutry 1956). En otro tanto, el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, 2001) propone que glaciar se puede definir como “masa de hielo terrestre que fluye pendiente abajo (por deformación de su estructura interna y/o deslizamiento de su base), siendo limitada por el esfuerzo interno y la fricción tanto en la base como en las laderas o por las cumbres adyacentes. Un glaciar es mantenido por la acumulación de nieve a gran altura, lo cual es balanceado por fusión del hielo a baja altura o descarga en el mar”. Es importante decir que ablación es el proceso de transformación de nieve o hielo en agua. En general se usa como sinónimo de fusión. Sin embargo, en la llamada zona de ablación de los glaciares (donde el balance de masa es negativo al final del año hidrológico (el cual va entre el 1 de abril y el 31 de marzo), puede haber otros tipos de pérdida de masa, como la sublimación y la deflación. Luego, los procesos de ganancia y pérdida son glaciológicamente conocidos como acumulación y ablación, respectivamente. Tiempo después, el IPCC en el 2013 propone que un glaciar es: masa permanente de hielo sobre tierra originada por nieve comprimida; muestra evidencias del flujo pasado y presente (mediante deformación interna y/o deslizamiento de su base) y está constreñido por el estrés interno y por el rozamiento de su base y de sus lados. Los glaciares se mantienen por la acumulación de nieve en grandes altitudes, compensada por la fusión en altitudes bajas y por la descarga vertida al mar. Una masa de hielo con el mismo origen que los glaciares, pero de tamaño continental se denomina manto de hielo. En aras de la simplicidad, en el presente Informe de Evaluación, toda masa de hielo distinta de los mantos de hielo se denomina glaciar (IPCC, 2013). Por su parte el GLIMS (*Global Land Ice Measurements from Space* - por sus siglas en inglés-) propone un glaciar como un “cuerpo de hielo y nieve que

se observa al final de la temporada de fusión, o, en el caso de los glaciares tropicales, después de la fusión de nieve” (GLIMS 2007). Se debe mencionar que a nivel nacional existe una definición vigente en la Estrategia Nacional de Glaciares de Chile, la cual señala que un glaciar es: toda superficie de hielo y nieve permanente generada sobre suelo, que sea visible por períodos de al menos 2 años y de un área igual o superior a 0,01 km² (una hectárea), o cualquier superficie rocosa con evidencia superficial de flujo viscoso, producto de un alto contenido de hielo actual o pasado en el subsuelo.

Los glaciares son grandes masas de hielo, con o sin agua intersticial, de límites bien establecidos, originados sobre la tierra por metamorfismo a hielo de acumulación de nieve, y que fluyen lentamente (Marangunic, 2007; en Loarte, 2015).

2.2 Zonificación de un Glaciar

Un glaciar se divide en dos zonas principales (Figura 2.1) a lo largo de su perfil altimétrico (Rivera et al., 2016); una “zona de acumulación” (donde se produce ganancia neta de masa al cabo de un año hidrológico) y una “zona de ablación” (caracterizada por la pérdida de masa al final de ese período). La primera de ellas se desarrolla desde las nacientes hasta la Línea de Equilibrio Altitudinal, conocida simplemente como *ELA* (por el término en inglés para *Equilibrium Line Altitude*) o Línea de equilibrio, la cual representa los puntos del glaciar con balance de masa “cero” debido a que los procesos de acumulación y ablación se igualan. La zona de ablación se desarrolla a partir de esta isolínea hasta el frente o terminus. En glaciares templados (donde no existe hielo sobreimpuesto), la *ELA* a menudo se encuentra cercana a la línea de nieve de final del verano (Cuffey and Paterson, 2010; en Rivera et al., 2016). En glaciares donde la acumulación interna es despreciable, *ELA* corresponde a la línea media de nieve anual. Determinar la extensión de la *ELA* en terreno es la forma más precisa y exacta, pero es una tarea laboriosa que no siempre es factible en glaciares de grandes dimensiones (Kaser et al., 2003; en Rivera et al., 2016). Por este motivo, el uso de imágenes satelitales (e.g., fotografías aéreas, Landsat ETM+, SAR, entre otros) es de gran utilidad, sobre todo cuando el límite inferior del hielo sobreimpuesto y la línea de nieve es

fácilmente reconocible (Østrem and Brugman, 1991; en Rivera et al., 2016). La razón entre el área de acumulación y el área total del glaciar, denominada *AAR* (*Accumulation-Area Ratio*), es otro parámetro importante que considerar para la descripción del balance de masa de un glaciar (Østrem and Brugman, 1991; en Rivera et al., 2016). Los procesos de ganancia (acumulación) o pérdida (ablación) de masa se producen tanto en superficie como a nivel intraglacial y basal. Los procesos internos y subglaciales, sin embargo, tienden a ser ignorados.

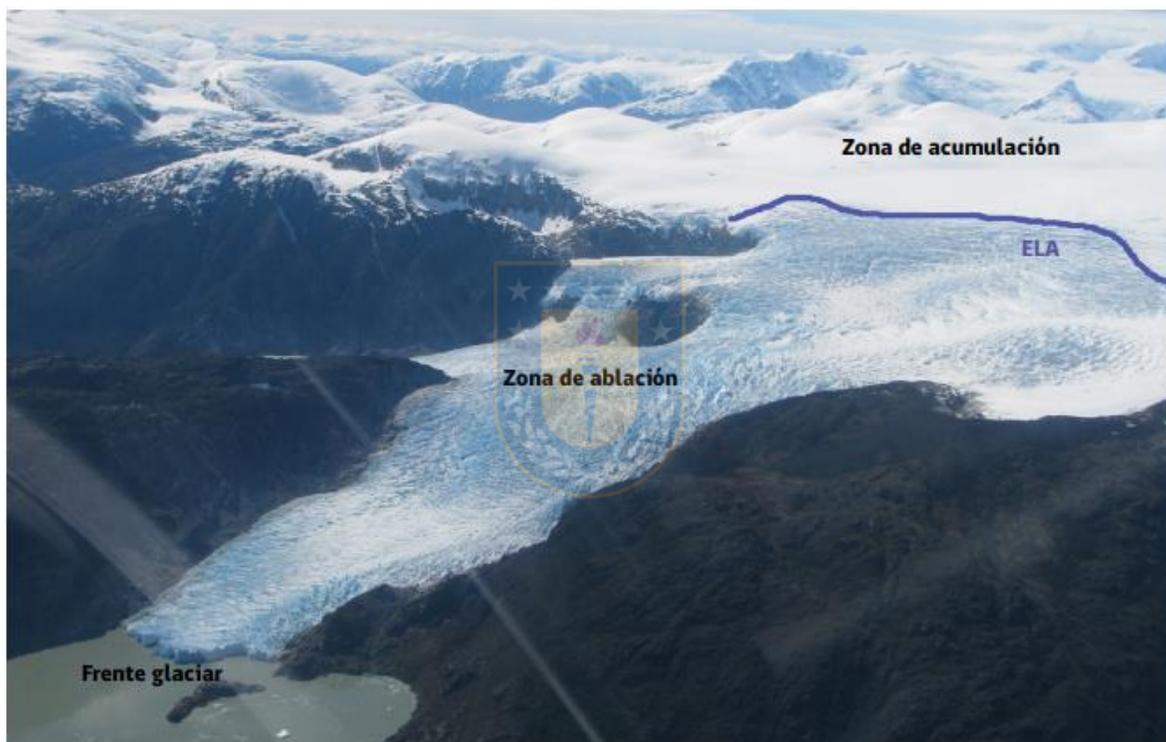


Figura 2.1. Esquema de zonificación glaciar. Línea de Equilibrio (ELA). Fuente: Andrés Rivera et al., 2016

Se describen brevemente las subzonas, según los procesos de transformación y propiedades de la nieve depositada (Figura 2.2) de la zona de acumulación de un glaciar (Rivera et al., 2016):

Zona de nieve seca (*Dry-snow zone*): En esta zona no hay fusión, incluso en verano. La línea seca (*dry-snow line*), marca el límite entre esta zona y la siguiente.

Zona de Percolación (Percolation zone): En ella, parte de la nieve se derrite en superficie.

Esta agua puede percolar (filtrarse) en la nieve hasta alguna profundidad a temperaturas bajo 0°C, donde se vuelve a congelar. Si el agua se encuentra en una capa impermeable, el agua puede extenderse lateralmente. Al recongelarse se forma una capa de hielo o lente de hielo. Al avanzar el verano, el punto de fusión alcanza las capas de nieve más profundas. La cantidad de agua de fusión que es producida durante un verano aumenta con la disminución de la altura. De esta manera, glaciarse abajo, eventualmente se alcanza un punto en donde a fines de verano, toda la nieve depositada desde el término del verano anterior ha sido llevada a la temperatura de fusión. En este punto, la línea de nieve húmeda (*Wet-snow line*) separa la zona de percolación de la zona de nieve húmeda.

Zona de Nieve húmeda (Wet-snow zone): En esta zona, hacia fines de verano, toda la nieve estacional se derrite. Esta agua de deshielo se filtra a mayores profundidades del glaciar o fluye glaciarse abajo, donde podría volver a congelarse como hielo sobrepuesto.

Zona de hielo sobrepuesto (Superimposed ice zone): En las zonas de percolación y de nieve húmeda, el material consiste en capas de hielo, lentes y glándulas, separadas por capas y masas de nieve y firn (nieve vieja, o hielo en proceso de formación). A menores altitudes, sin embargo, se produce tal cantidad de agua de fusión que las capas de hielo se unen en una masa continua, conocida como hielo sobrepuesto. El término zona de hielo sobrepuesto se restringe a la región donde hay un incremento anual de hielo sobrepuesto aflorando a la superficie. El límite entre las zonas de nieve húmeda y de hielo sobrepuesto se denomina línea de nieve (*snow line*). El límite inferior de la zona de hielo sobrepuesto se define como línea de equilibrio (*Equilibrium line*).

Zona de Ablación (*Ablation zone*): Es el área bajo la línea de equilibrio. En esta zona la superficie de los glaciares pierde masa al término de cada año. En esta zona se distinguen lenguas glaciares con grietas.

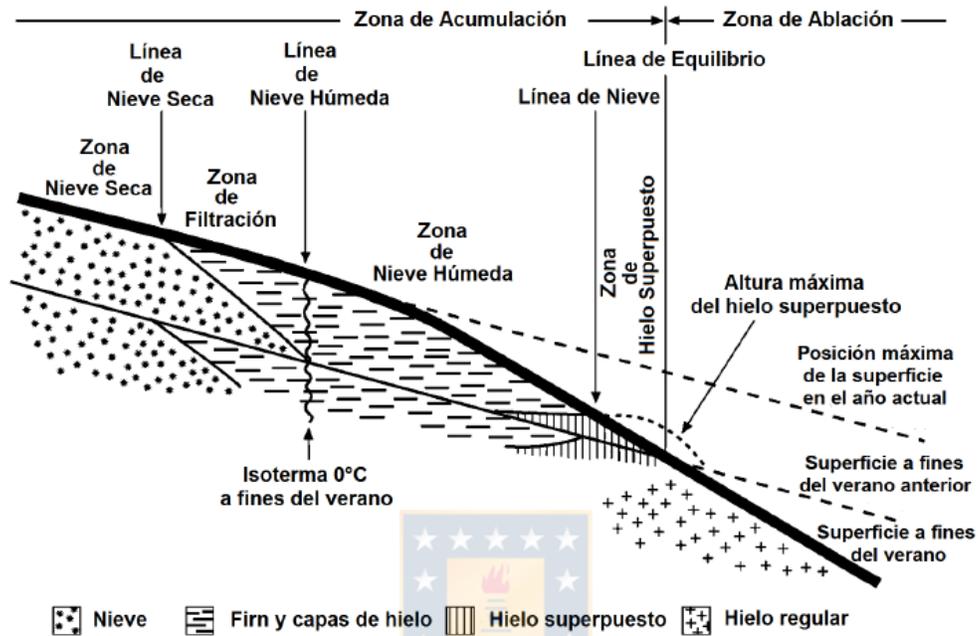


Figura 2.2. Zonas de un glaciar. Fuente: Cuffey & Paterson, 2010; en Sepúlveda, 2016.

2.3 Línea de Equilibrio y Línea de Nieves

El conocimiento de la superficie nival es esencial para la estimación del volumen de agua producida por la fusión de la nieve y que drena hacia las diversas cuencas hidrológicas (Cea López et al, 2004). Junto con el balance de masa, uno de los parámetros glaciológicos que mejor ha caracterizado la evolución de un glaciar es la *ELA* (Andrews, 1975; en Loarte, 2015) obtenida a través de medición de balance de masa en un glaciar.

Como fue mencionado anteriormente, la línea de equilibrio (*ELA*) separa la zona de acumulación de masa neta de la zona de pérdida de masa neta (ablación) al final de la temporada de fusión. La altitud de la línea de equilibrio en relación con la distribución del área del glaciar con la altitud es una característica importante para determinar el estado del balance de masa del glaciar (Paterson, 1994). Esto supone

que la pendiente del balance de masa con la altitud es relativamente constante de un año a otro, pero la intersección se desplaza. A diferencia de los cambios en la longitud de los glaciares (posición terminal), el *ELA* está completamente controlado por procesos climáticos y no está influenciado por el comportamiento del flujo glaciar (Bardel et al., 2002). Ciertos cambios en glaciares se pueden evidenciar a través de variaciones en la geometría del glaciar y en el desplazamiento de la línea de equilibrio hacia altitudes elevadas (Sanches et al., 2015). En efecto, la posición de la *ELA* sirve como un indicador del balance de masa. Por ejemplo, la altitud de la línea de equilibrio glacial se ha estimado que a los 33 grados sur ocurre en el presente aproximadamente a los 4350 m s n m (Azocar y Brenning, 2010; en García et al., 2014), no obstante, se ha contrastado una amplia variación tanto espacial como interanual de la *ELA* en los Andes centrales asociados al fenómeno ENOS (García et al., 2014).

Las fluctuaciones habidas en las series de temperaturas y precipitaciones determinarán una dinámica particular en la evolución del manto nival, y más concretamente en la denominada línea de nieve, definida como el límite que separa la zona de hielo descubierto de la zona donde el glaciar está cubierto por nieve en metamorfismo de fusión (Pérez et al., 1995). De este modo, se puede determinar la variación espacio temporal de la Altitud de la Línea de Equilibrio (*ELA*) obtenida a través de la Altitud de la Línea de Nieve (*SLA*), permitiendo esta última la diferenciación entre hielo y nieve (Loarte et al., 2015) y en la cual se enfoca este trabajo.

Las líneas de nieve se detectan fácilmente en imágenes satelitales y fotografías aéreas y pueden digitalizarse con alta precisión (Williams et al., 1991; Turpin et al., 1997; en Hulth et al., 2013). En la ubicación de la línea de nieve, toda la nieve del invierno anterior se ha derretido, mientras que el derretimiento del hielo aún no ha comenzado. Si el hielo superpuesto es insignificante, la línea de nieve corresponde, por lo tanto, a un balance de masa neto nulo. El derretimiento total en una línea de nieve desde el comienzo de la temporada de fusión hasta la observación de la línea de nieve se calcula utilizando el modelo de índice de temperatura, y el resultado representa la acumulación máxima de invierno a lo largo de la línea de nieve (Hulth

et al., 2013). Por ejemplo, Huth y colaboradores estimaron la línea de nieve caminando a lo largo de la línea de transición de nieve a hilo en siete ocasiones en periodo de ablación en el hemisferio norte, utilizando unidad de GPS de mano en zonas donde se diferenciaba claramente nieve y hielo (Huth et al., 2013). Es así como para complementar trabajos de campo se utiliza la Altura de Línea de Nieve, obtenida en la época seca, temporada cuando la línea de altura de nieve puede ser considerada, bajo algunas limitaciones, como representativa de la *ELA* (Patterson, 1994; Rabatel et al., 2005, 2008, 2012; en Loarte, 20015). Esta se puede obtener justamente mediante técnicas de teledetección.

2.4 Balance de Masa de un Glaciar

El balance de masa de un glaciar se define por la suma algebraica de los montos de acumulación y de ablación (Figura 2.3). Si ella es positiva, el glaciar aumenta de volumen; si es negativa, su volumen disminuye (Cuffey y Paterson, 2010). Por su parte, Francou y Pouyaud (2004) sostienen que el balance de masa representa el equivalente de agua de lo que gana o de lo que pierde un glaciar en un tiempo determinado (Loarte, 2015). La ecuación de balance de masas tiene como entrada principal la precipitación en forma de nieve. Esta entrada al sistema son a su vez función de las condiciones meteorológicas. Perturbaciones en los regímenes de temperaturas y precipitación provocarán cambios substanciales en dichos procesos de entrada que van a ser reflejados como cambios en los patrones de ablación-acumulación de la superficie del manto nival (Pérez et al., 1995). En otro tanto, Hulth et al., (2013) señalan que el modelado de balance de masa de glaciares se puede dividir en modelado de acumulación y fusión. Ambos requieren datos de entrada meteorológicos precisos (por ejemplo, precipitación y temperatura). Un problema esencial en el modelado de balance de masas es la falta de datos meteorológicos precisos y disponibles. Las condiciones meteorológicas a pequeña escala que afectan las nevadas en áreas montañosas tienden a variar significativamente tanto en espacio como en tiempo, y las mediciones de puntos en rocas o estaciones cerca de glaciares pueden no ser adecuadas para la extrapolación a la superficie glaciar de interés.

Uno de los inconvenientes en realizar balances de masas es el costo logístico, humano y financiero involucrado en mediciones directas de acumulación y ablación de nieve y hielo en una red de balizas instaladas anualmente sobre un glaciar. Otro ejemplo es la medición de líneas de equilibrio que requiere de grandes expediciones con bastante mano de obra y alto financiamiento en trabajo de campo, por lo que la obtención de información de balance de masa se restringe solo para algunos glaciares (Loarte, 2015).

Para superar este problema, actualmente se está modelando el balance de masa de un gran número de glaciares, mediante el uso de diversos métodos indirectos tales como el método geodésico. Este se basa en la comparación de la topografía superficial del hielo en distintos periodos de tiempo con respecto a una superficie sin cambio; permite estimar el balance de masa para la totalidad de un glaciar en forma sencilla (Krimmel, 1999; en Rivera, 2001). En efecto, la teledetección se posiciona como una herramienta útil en tales circunstancias para análisis.

En Chile, la mayor parte de las mediciones de espesor de hielo se han concentrado en los Campos de Hielo Norte y Sur, donde se han empleado diversos sistemas de radio eco sondaje -RES- (Rivera, 2001), en tanto el balance de masa de glaciares en lo andes centrales se relaciona directamente con el volumen de nieve caída durante el invierno de cada año glaciológico el que a su vez, está condicionado por la fase ENOS e intensidad de la misma para dicho año (Escobar y Aceituno, 1998; en García, 2014). Por ejemplo, balances de masas positivos ocurren durante años el niño y balances de masas negativos ocurren durante años la niña. En este respecto, autores han propuesto que el retroceso actual de los glaciares en Chile central se deba a una tendencia negativa de la precipitación en Chile central en un contexto de calentamiento global (Le Quesne et al., 2009).

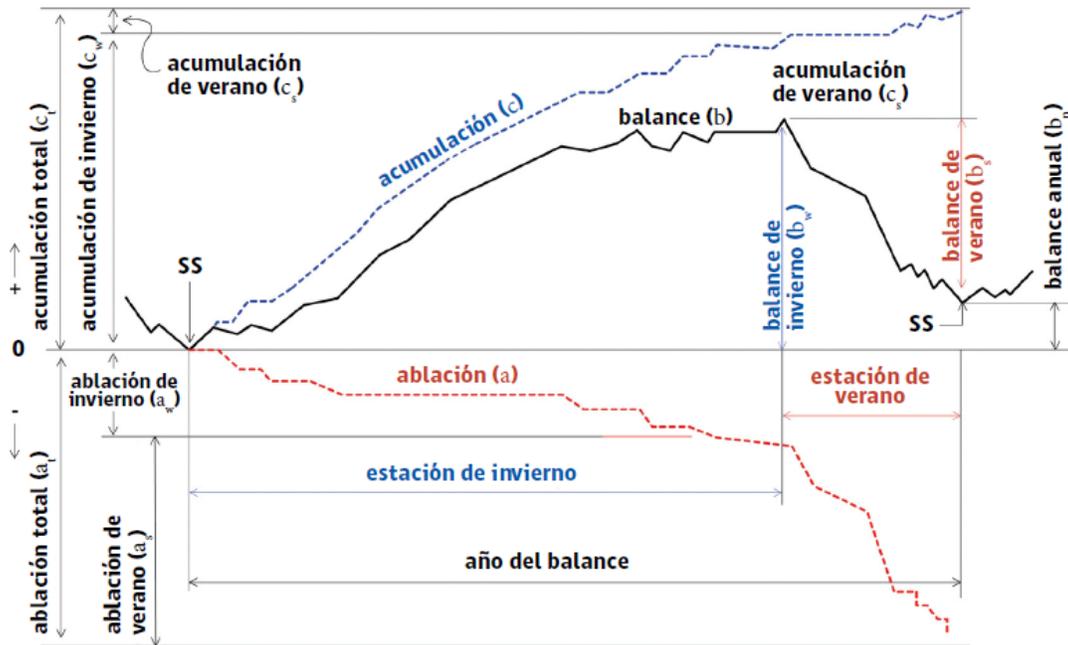


Figura 2.3. Terminología del balance de masa en un ciclo anual (año de balance) y diferenciación estacional para un glaciar típico de régimen templado o de latitudes medias.
Fuente: Adaptado de Cuffey and Paterson, 2010; en Rivera et al., 2016.

2.5 La cubierta de nieve desde el espacio y Geomática

La nieve es un conjunto de granos de hielo y aire, que cuando está cerca del punto de fusión para su nivel de presión, tiene también una importante fracción de agua líquida (Gomez, 2010). La nieve también puede incluir partículas e impurezas químicas, polvo, carbón, polen y otras materias vegetales, como también pequeñas cantidades de ciertos aniones y cationes. Consecuentemente, las propiedades ópticas de la nieve dependen del tamaño y la geometría de los granos de hielo, de las inclusiones de agua líquida y de las impurezas sólidas y solubles (Dozier, 1989; en Gomez, 2010). Por otra parte, el grado de detección de la cubierta nival parte de su respuesta espectral, ya que su comportamiento presenta una elevada reflectividad en las bandas del visible, disminuyendo a medida que aumenta la longitud de onda. No obstante, la magnitud de la reflectividad está condicionada por factores como el tamaño del grano, profundidad, densidad y cantidad de impureza (Dozier, 1989; en Ariza, 2006). El estudio de la cubierta nival puede efectuarse mediante la captura de datos puntuales tomados durante campañas de campo y su

posterior interpolación, aunque esta vía no suele proporcionar una cobertura espacial y temporal de suficiente detalle y calidad. Por ello, el uso de la teledetección con un amplio abanico de sensores con diferente resolución espacial y temporal, proporcionan una información muy amplia para su conocimiento (Cea López et al, 2007). En efecto, La utilización de la teledetección ha resultado ser una herramienta metodológica ideal para el monitoreo de glaciares, permitiendo el seguimiento sistemático de grandes extensiones de terreno por lo general inaccesibles. Además, ha abierto la posibilidad de adquirir datos en intervalos regulares proporcionando información sobre el estado y la cobertura de la nieve. Por lo tanto, el uso de información satelital permite registrar algunos de estos cambios e inclusive expresarlos en mapas e índices de cobertura de nieve (Dozier, 1989; en Ariza, 2006).

Frente a la dificultad que significa realizar mediciones de nieve en áreas montañosas, las imágenes satelitales permiten la observación de un continuo espacial de información obtenida a una escala de tiempo determinada. Con ello, el estudio de la cubierta de nieve y sus variaciones temporales puede ser realizado mediante la teledetección. Algunas aplicaciones de la teledetección al estudio de la variabilidad de la cubierta de nieve se pueden encontrar en los trabajos de Dozier (1989), Klein et al., (1998) Pu et al., (2007) y Dozier et al., (2008) (Gomez, 2010). Una de las ventajas de la teledetección en los análisis de superficies, es la entrega de información espacial necesaria para la evaluación de la variabilidad espacial y temporal. Respecto de este tipo de información proporcionada por los satélites, es conveniente definir el concepto de resolución como la habilidad para discriminar información detalle en una imagen (Chuvienco, 1996; en Gomez 2010; Chuvienco, 2010). Como se mencionó anteriormente, existen cuatro tipos de resolución: espacial, espectral, radiométrica y temporal:

Resolución espacial: Refiere el término a la mínima unidad de información que puede ser capturada por un sensor. Es considerado como el tamaño del pixel en la superficie censada.

Resolución espectral: Corresponde al número de bandas que un elemento o sensor posee, e incluye el rango espectral que cada una de ellas abarca.

Resolución radiométrica: Se refiere a la sensibilidad del sensor para discriminar variaciones en la radiancia espectral que cada una de ellas abarca.

Resolución temporal: Corresponde a la frecuencia de cobertura que proporciona el sensor.

Utilizando bandas del espectro visible de las imágenes satelitales, las nubes pueden ser fácilmente distinguibles de la nieve por su textura, pero esto no es posible cuando la nieve y las nubes saturan al sensor, como frecuentemente ocurre en primavera. En este caso sería conveniente utilizar bandas de longitudes de onda termal, ya que las nubes pueden ser más cálidas o más frías que la cubierta de nieve, presentando distintas firmas espectrales (Dozier, 1989; en Ariza, 2006; Gomez, 2010). En definitiva, la medición de la línea de equilibrio (en este caso, línea de nieve) en muchas situaciones requiere de grandes expediciones con bastante mano de obra y alto financiamiento, por lo que la obtención de información de balance de masa se restringiría solo para algunos glaciares (Loarte, 2015). Por lo tanto, es así como la teledetección y sus propiedades permiten salvar estas barreras, obteniendo observaciones en el tiempo de las diferentes variables glaciológicas superficiales, con una muy buena calidad de detección.

2.6 Google Earth Engine (GEE)

Google Earth Engine es una plataforma que combina un catálogo de múltiples petabytes de imágenes satelitales y conjuntos de datos geospaciales con capacidades de análisis a escala planetaria y está disponible para que todos puedan detectar cambios, mapear tendencias y cuantificar las diferencias en la superficie de la Tierra (Gorelik et al., 2017). Por lo tanto, es una herramienta para analizar

información geoespacial con una interfaz de programación de aplicaciones (*Application Programming Interface* -API- por sus siglas en inglés) que está disponible en Python y JavaScript (Figura 2.4). Sin duda sería realmente valioso para los estudios de cambio ambiental mapear los glaciares automáticamente a nivel global (Zeltner, 2016). En teoría, GEE podría dar la oportunidad de manejar tal cantidad de datos y calcular cambios multitemporales de extensiones de glaciares en dos puntos de tiempo. Sin embargo, para llegar a este punto, es importante describir las funcionalidades clave que deben lograrse dentro de GEE y verificar si existen o si se pueden obtener con trabajo adicional (Zeltner, 2016).

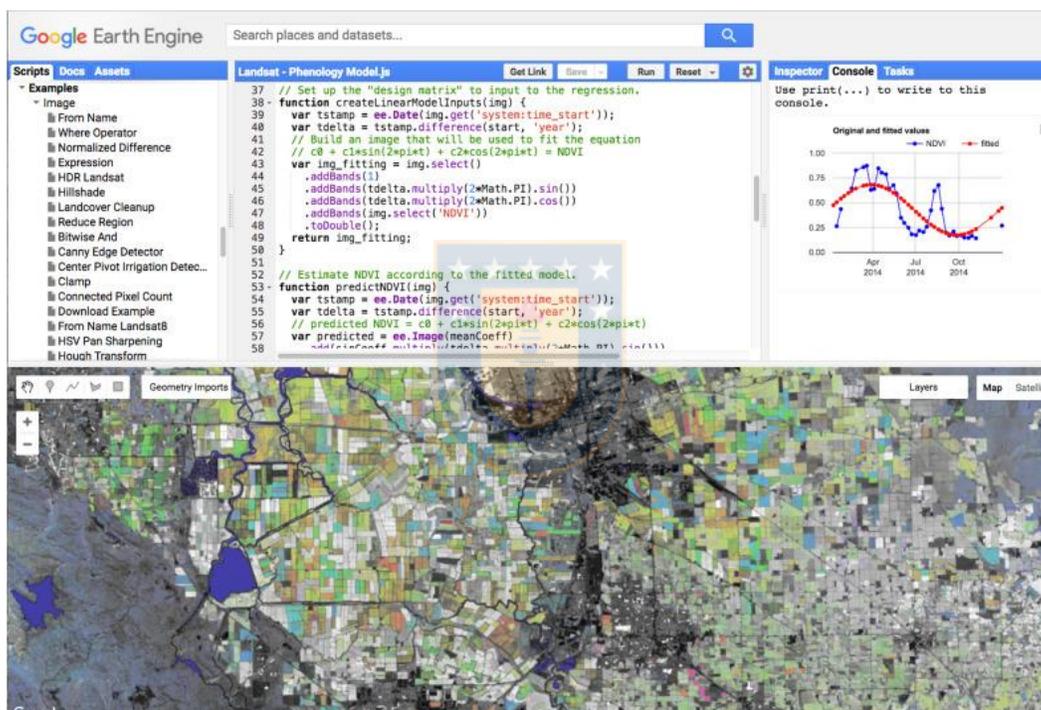


Figura 2.4. El entorno de desarrollo interactivo de Earth Engine. Fuente: Gorelik et al., 2017.

2.7 Terminología de tipos de datos

Los siguientes términos y expresiones se utilizan aquí tal como existen dentro de GEE (Zeltner, 2016). La notación especial indica que se trata del tipo de datos respectivo (Figura 2.5).

Image: Las imágenes se componen de una o más bandas y cada banda tiene su propio nombre, tipo de datos, resolución de píxeles y proyección. Además, cada imagen tiene metadatos almacenados como un conjunto de propiedades.

ImageCollection: Una colección de imágenes es una pila o serie temporal de imágenes.

Feature: Un Feature se define como una característica de GeoJSON e incluye propiedades de geometría que se pueden agregar a un mapa en el GEE o fuera de él cuando se exporta.

FeatureCollection: Un FeatureCollection es una colección de características. Los archivos .shp importados se guardan como FeatureCollection dentro de GEE que contiene polígonos glaciares individuales como Características individuales.

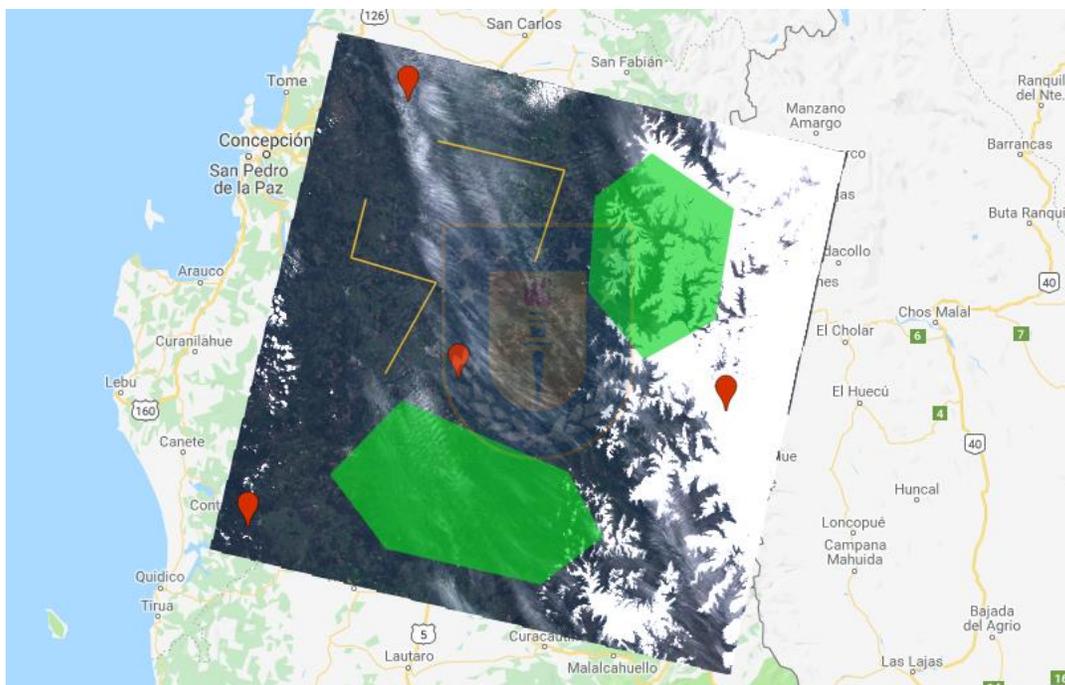


Figura 2.5. ImageCollection (pila de imágenes) de Landsat 8 desplegada sobre consola en Google Earth Engine. Sobre la colección, ejemplos de Feature (puntos, líneas y polígonos). Fuente: elaboración propia.

2.8 Disponibilidad de datos

Según Zeltner (2016) el catálogo de datos de GEE muestra una variedad de diferentes conjuntos de datos. El usuario tiene acceso a imágenes de diferentes proveedores de imágenes satelitales, como MODIS, Landsat, Sentinel o datos de elevación digital de la Misión de Topografía de Radar de Shuttle (SRTM). Además de eso, el catálogo de datos de GEE incluye datos satelitales en formato sin procesar, imágenes ortorrectificadas, datos de la parte superior de la atmósfera y

reflectancia de la superficie. El catálogo de datos GEE sirve como base para la mayoría de los cálculos dentro del entorno GEE, ya que los códigos de uno funcionan mejor cuando se mantienen dentro de este entorno. Importar datos adicionales es posible, pero a menudo limita el uso de funciones integradas especialmente diseñadas para trabajar con datos del catálogo de datos GEE.

2.9 Límites y Restricciones

Como lo señala Zeltner (2016), durante la creación de todos los algoritmos y fragmentos de ellos, las pruebas han sido cruciales para ver si las consultas alcanzan el límite de uso en los servidores de Google. Como primera restricción, Google solo permite 3 consultas por segundo, lo que ayuda a garantizar que los algoritmos de uso intensivo de recursos no afecten la disponibilidad general de los servicios de GEE. Además de eso, los cálculos del lado del cliente agotan el tiempo de espera después de tres minutos, mientras que las exportaciones reciben el mismo mensaje de error solo después de un tiempo más largo: alcanzan los límites de cálculo previo después de dos horas de tiempo de cálculo o los límites sobre la marcha después de 10 minutos por función.

Dependiendo del tamaño de la colección de imágenes inicial y de la colección de características importada, se pueden alcanzar estos límites. Hay formas de sortear estos límites adaptando los datos y los parámetros. En particular, el parámetro de escala de conteos regionales de píxeles reduce instantáneamente el tiempo de cálculo pero, lamentablemente, a expensas de la precisión y el detalle. Sin embargo, si los algoritmos proporcionan resultados extraordinarios y prometedores, existe la posibilidad de solicitar una potencia de cálculo adicional, aunque esto solo se ha otorgado por menos de un año.

2.10 Funcionalidades Básicas.

2.10.1 Acceso a datos en bruto del satélite.

Basado en Zeltner (2016) y Gorelik et al., (2017), la información de la banda espectral se puede recuperar llamando a los nombres de las bandas respectivas en una imagen específica o colección de imágenes dentro de GEE. Una banda específica normalmente contiene valores de número digital (DN por *digital number*) o luminosidad espectral (ya convertidas a reflectancia) por píxel.

- **Subconjunto**

GEE contiene métodos para filtrar una colección o lista por rangos de fechas, metadatos (por ejemplo, información de ruta y fila) o basados en operadores booleanos. Los artículos se excluyen de otros cálculos que utilizan filtros para crear subconjuntos. Los filtros son métodos cruciales que se utilizan para reducir la cantidad de datos en un paso de preprocesamiento para reducir el procesamiento general.

- **Enmascaramiento**

Las máscaras permiten ocultar valores específicos o rangos de valores. A menudo se utiliza para establecer valores particulares en el valor de cero, actuando así como una especie de filtro.

- **Detección de nubes**

Para los píxeles de puntuación por su relativa nubosidad, Google Earth Engine proporciona un algoritmo de puntuación de la nube y un método adicional para crear una imagen compuesta a partir de píxeles individuales seleccionados por su puntuación de nube relativa. Esta puntuación de la nube se ha modificado ligeramente a las condiciones en las zonas de alta montaña.

- **Ratio Images**

Mediante el uso de las operaciones aritméticas sobre las imágenes disponibles, se obtienen nuevas imágenes, se calculan y se guardan como nuevas imágenes en nuestra sesión (nube).

- **Conteo de píxeles**

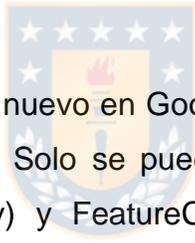
Se implementa un método simple de conteo de píxeles y permite el cálculo, por ejemplo, del área para el área glaciar dentro de una determinada región en combinación con los métodos internos de GEE.

2.7.2 Importación de conjuntos de datos externos

Para importar datasets vectoriales, como el de las tablas de fusión de Google RGI, se deben crear. La herramienta recomendada para convertir archivos .shp en Google Fusion Tables es Shpescape, que carga directamente el archivo resultante en la carpeta de Google Drive lista para ser consultada por el GEE. Exportación y otros cálculos.

2.7.3 Exportación y otros cálculos

Las exportaciones se guardan de nuevo en Google Drive, donde se pueden ver o descargar para su uso posterior. Solo se pueden exportar Imágenes (GeoTIFF multibanda), tablas (archivo .csv) y FeatureCollections (archivos .csv, .kml y GeoJSON).



3. Hipótesis y Objetivos:

3.1 Hipótesis de Trabajo:

La dinámica de la cubierta nival en la Zona Glaciológica Sur está siendo afectado por la variabilidad climática actual. En efecto, debido a las bajas precipitaciones y altas temperaturas observadas en dicha zona se espera encontrar, mediante el análisis de la colección Landsat contenidos en la plataforma Google Earth Engine, se debería detectar una tendencia ascendente de la línea de nieves durante el periodo de análisis.

3.2 Objetivo General:

Mapear la Altura de la Línea de Nieve en la Zona Glaciológica Sur de los Andes de Chile usando el diccionario Landsat disponible en la plataforma Google Earth Engine.



3.3 Objetivos Específicos:

- Construir un código de programación en GEE que determine la altitud de la línea de nieve.
- Implementar el código de programación sobre la colección Landsat y área de estudio.
- Determinar y analizar la variabilidad y tendencias de la altura de la línea de nieve durante el período de imágenes disponibles en GEE.

4. Área de Estudio

El área de estudio seleccionado se localiza en los Andes de Chile Centro Sur (36°S-43°S) en donde se abarcan las regiones VIII, IX, XIV y X. Se detalla en la Figura 6 las 4 mayores áreas englaciadas seleccionados para cada región:

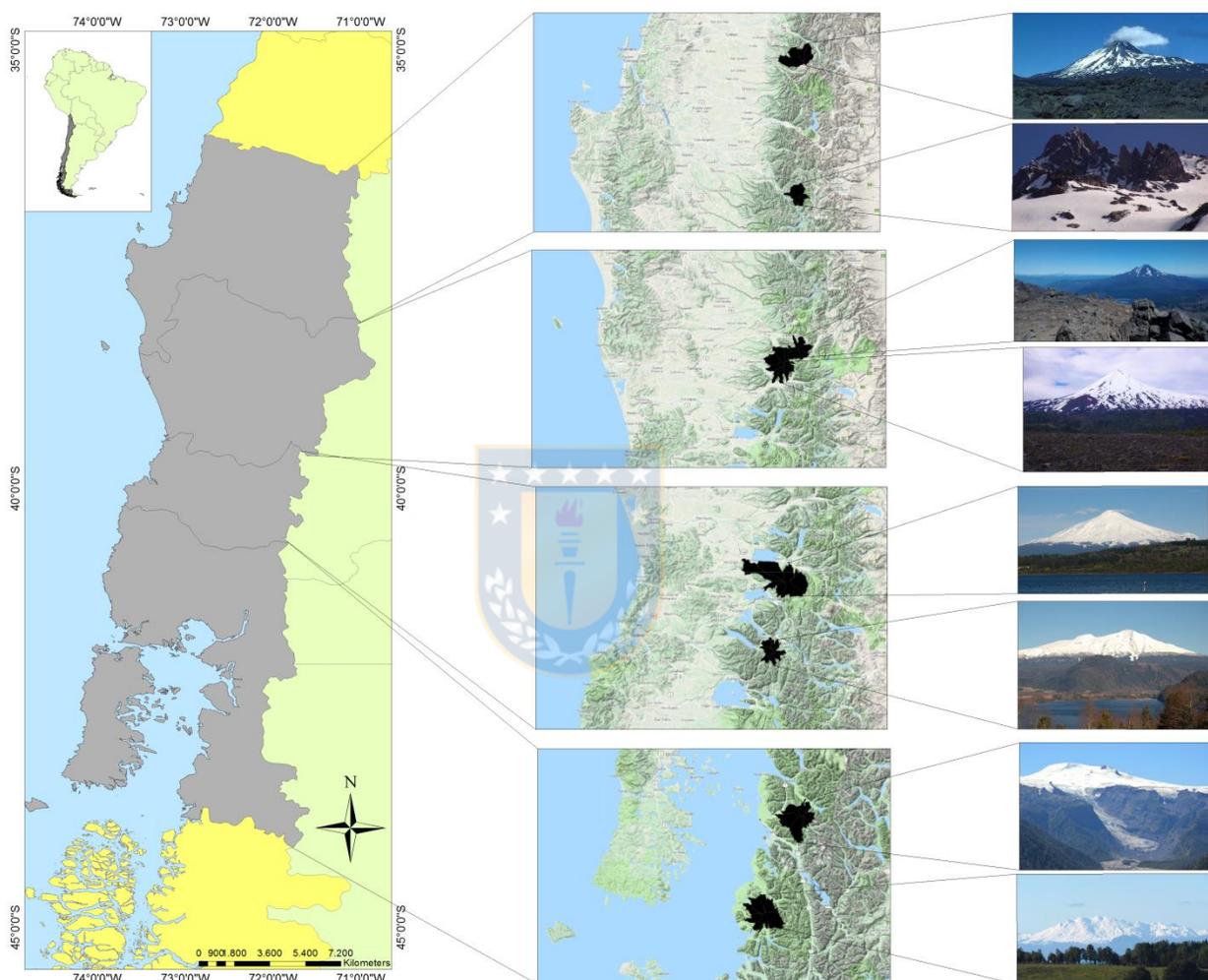


Figura 4.1. Situación de las áreas de estudio de las 4 mayores áreas englaciadas seleccionados. Elaboración propia

La zona centro-sur de Chile se caracteriza por poseer un clima mediterráneo con una marcada estacionalidad (Castillo, 2013; Sarricolea et al., 2017) con veranos secos e inviernos húmedos. Como consecuencia del cambio climático global, se ha observado una creciente disminución de las precipitaciones y un acelerado incremento de las temperaturas que ha impactado dramáticamente en la

disponibilidad de recursos hídricos para la región. Según el Informe Final elaborado por el Centro de Estudios Científicos (CECs) “Variaciones Glaciares” para el Ministerio de Obras Públicas en el 2011, el área de estudio se encuentra en la “Zona Glaciológica Sur” (Figura 7). Esta zona, que se extiende desde el Itata al Río Aisén (entre los 36° y 46°S), alberga un importante número de glaciares localizados en los conos volcánicos de mayor altitud (Rivera, 1989), los que en general han experimentado una importante actividad eruptiva en tiempos históricos. En esta región se observa una reducción en número de glaciares al descender progresivamente la altura de Los Andes (Tabla 1). En años recientes, muchos estudios han sido conducidos a algunos de estos glaciares especialmente en los Volcanes Villarrica y Mocho-Choshuenco (Rivera et al., 2006; MOP, 2011), donde se ha iniciado un programa de balance de masa en el año 2003 (Rivera et al., 2005; MOP, 2019). Uno de los aspectos más importantes en esta región dice relación con las interacciones glacio-volcánicas y sus riesgos potenciales para la población aledaña, dado que durante un ciclo eruptivo parte de la nieve y hielo puede fundir, generándose flujos rápidos de agua y material rocoso conocidos como "lahares" (Johanneson, 2002; en MOP, 2011) los que tienen un carácter muy destructivo.

Tabla 4.1. Principales características de las unidades en estudio. Modificado de MOP, 2011.

Zona	Centro montañoso/glaciar	Nº Glaciares	Área (km ²)		Variación Areal	Tasa de Variación Areal	Variación	Período
			inicial	final	(km ²)	Km ² a-1	(%)	
Sur A	Nevados de Chillán	25	16,02	2,73	-13,29	-0,37	-83	1975-2011
	Sierra Velluda	9	18,58	11,72	-6,86	-0,26	-37	1985-2011
	Sierra Nevada	9	11,78	6,96	-4,82	-0,09	-36	1961-2010
	Volcán Llaima	5	29,74	8,35	-21,39	-0,44	-72	1969-2010
	Volcán Villa Rica	5	38,91	29,52	-9,39	-0,19	-24	1961-2007
	Volcán Mocho-Choshuenco	4	27,41	17,72	-9,69	-0,23	-35	1976-2011

Sur B	Volcán Michinmahuida	11	102,6	75,15	-27,49	-0,55	-27	1969-2011
	Cerro Yanteles	20	66,39	46,24	-20,15	-0,72	-30	1979-2007

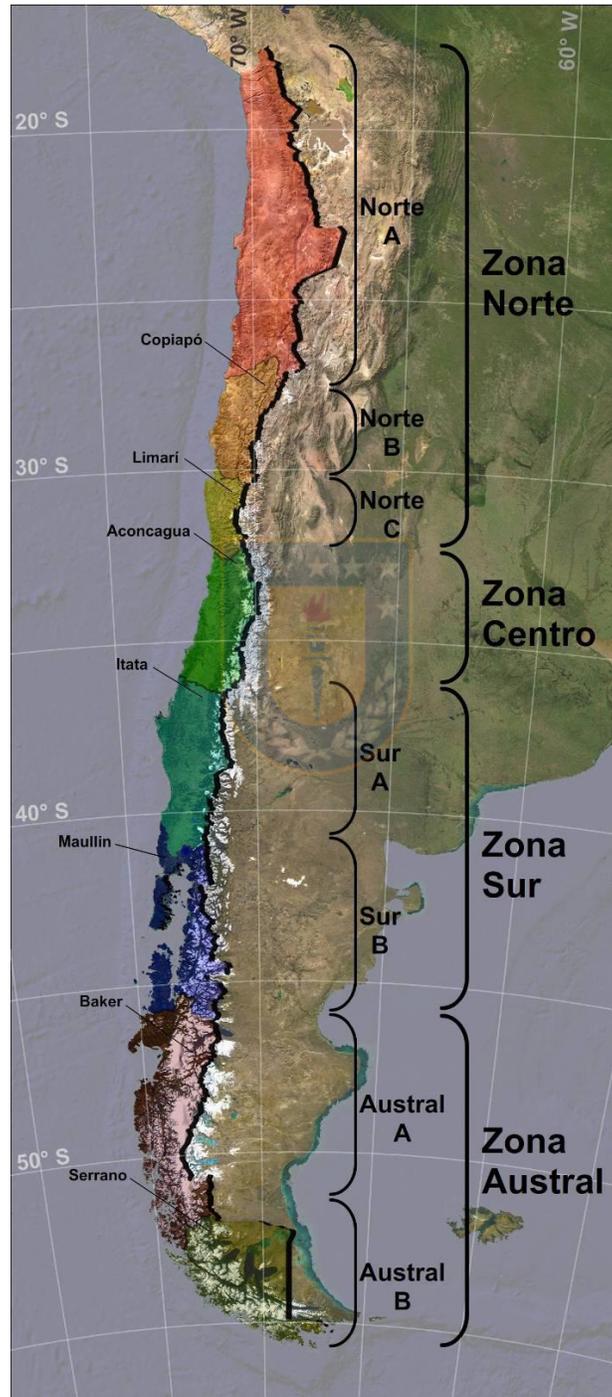


Figura 4.2. Zonas y subzonas glaciológicas definidas en la Estrategia Nacional de Glaciares. Fuente: MOP, 2011.

5. Materiales y Métodos

En este estudio se analizó la variación de la línea de nieves a finales del periodo hidrológico (mes de marzo) para la colección Landsat contenida en los servidores de Google Earth Engine (1985-2018). Para ello se utilizaron las imágenes satelitales disponibles por cada misión. Además, se aplicó técnicas estadísticas para determinar la cobertura nival a nivel de cuencas para cada área de estudio, las cuales comprenden la mayoría de los glaciares en estudio y así también determinar variables que influyen en la distribución de esta.

5.1 Materiales

Para el mapeo de la altura de línea de nieve, se utilizaron dos productos principales: imágenes satelitales Landsat -misiones 4, 5, 7 y 8- además del modelo digital de elevación *Shuttle Radar Topography Mission* (*SRTM* por sus siglas en inglés) que ofrece la plataforma GEE.



5.2 Diccionario Landsat

En el caso de las misiones Landsat, se utilizaron los productos de reflectancia de la superficie -SR- (Tabla 5.1). El *Surface Reflectance* mejora la comparación entre varias imágenes en la misma región al considerar los efectos atmosféricos, como la dispersión de aerosoles y las nubes delgadas, que pueden ayudar a detectar y caracterizar el cambio de la superficie de la Tierra. La reflectancia de la superficie es la cantidad de luz reflejada por la superficie de la Tierra en el rango espectral de cada banda que compone al sensor. Es una relación entre la luminosidad de la superficie a la irradiación y, como tal, en un rango de valores entre 0 y 1, sin unidades (Tabla 5.1).

Tabla 5.1. Productos Landsat Surface Reflectance utilizados en el estudio. Modificado en base a metadata de los productos Landsat USGS.

Productos	Descripción y Características del producto	Disponibilidad de datos (tiempo)
<p>USGS Landsat 4 Surface Reflectance Tier 1</p>	<p>Este conjunto de datos proviene de la reflectancia de la superficie corregida atmosféricamente del sensor Landsat 4 ETM. Estas imágenes contienen 4 bandas visibles e infrarrojas cercanas (VNIR) y 2 bandas infrarrojas de onda corta (SWIR) procesadas a reflectancia de superficie ortorrectificada, y una banda infrarroja térmica (TIR) procesada a temperatura de brillo ortorrectificada. Las bandas VNIR y SWIR tienen una resolución de 30 m / píxel. La banda TIR, aunque originalmente se recolectó con una resolución de 120 m / píxel (60 m / píxel para Landsat 7), se volvió a muestrear usando convolución cúbica a 30 m.</p>	<p>22 de agosto de 1982 - 14 de diciembre de 1993</p>
<p>USGS Landsat 5 Surface Reflectance Tier 1</p>	<p>Este conjunto de datos proviene de la reflectancia de la superficie corregida atmosféricamente del sensor Landsat 5 ETM. Estas imágenes contienen 4 bandas visibles e infrarrojas cercanas (VNIR) y 2 bandas infrarrojas de onda corta (SWIR) procesadas a reflectancia de superficie ortorrectificada, y una banda infrarroja térmica (TIR) procesada a temperatura de brillo ortorrectificada. Las bandas VNIR y SWIR tienen una resolución de 30 m / píxel. La banda TIR, aunque originalmente se recolectó con una resolución de 120 m / píxel (60 m / píxel para Landsat 7), se volvió a muestrear usando convolución cúbica a 30 m</p>	<p>1 de enero de 1984 - 5 de mayo de 2012</p>
<p>USGS Landsat 7 Surface Reflectance Tier 1</p>	<p>Este conjunto de datos es la reflectancia de la superficie corregida atmosféricamente del sensor Landsat 7 ETM +. Estas imágenes contienen 4 bandas visibles e infrarrojas cercanas (VNIR) y 2 bandas infrarrojas de onda corta (SWIR) procesadas a reflectancia de superficie ortorrectificada, y una banda infrarroja térmica (TIR) procesada a temperatura de brillo ortorrectificada. Las bandas VNIR y SWIR tienen una resolución de 30 m / píxel. La banda TIR, aunque originalmente se recolectó con una resolución de 120 m / píxel (60 m / píxel para Landsat 7), se volvió a muestrear usando convolución cúbica a 30 m</p>	<p>1 de enero de 1999 - presente</p>
<p>USGS Landsat 8 Surface Reflectance Tier 1</p>	<p>Este conjunto de datos es la reflectancia de la superficie corregida atmosféricamente de los sensores Landsat 8 OLI / TIRS. Estas imágenes contienen 5 bandas visibles e infrarrojas cercanas (VNIR) y 2 bandas infrarrojas de onda corta (SWIR) procesadas a reflectancia de superficie ortorrectificada, y dos bandas infrarrojas térmicas (TIR) procesadas a temperatura de brillo ortorrectificada. Las escenas Landsat con la mayor calidad de datos disponibles se colocan en el Nivel 1 (Tier 1) y se consideran adecuadas para el análisis de procesamiento de series de tiempo. El Nivel 1 (Tier 1) incluye datos procesados en el Nivel 1 de Precisión del Terreno (L1TP) que tienen radiometría bien caracterizada y están calibrados entre los diferentes sensores Landsat. El georregistro de las escenas de Nivel 1 será consistente y dentro de las tolerancias prescritas [≤ 12 m error cuadrático medio (RMSE)]</p>	<p>11 de abril de 2013 - presente</p>

Todos los datos del nivel 1 del Landsat pueden considerarse coherentes e intercalibrados (independientemente del sensor) en toda la colección (USGS, 2019).

5.3 Modelo Digital de Elevación

En el caso del modelo de elevación, el producto seleccionado fue el siguiente:

SRTM Digital Elevación Data 30m: el *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM, ver Farr et al. 2007) son un esfuerzo de investigación internacional que obtuvo modelos digitales de elevación en una escala casi global. Este producto SRTM V3 (SRTM Plus) es proporcionado por NASA JPL a una resolución de 1 arco-segundo (aproximadamente 30 m). Este conjunto de datos se ha sometido a un proceso de llenado de vacíos mediante el uso de datos de código abierto (ASTER GDEM2, GMTED2010 y NED), a diferencia de otras versiones que contienen vacíos o se han llenado de vacíos con fuentes comerciales (USGS, 2019).



5.4 Métodos

5.4.1. Mapeo de la cubierta de nieve.

El índice Normalizado de Diferencia de Nieve (*Normalized Difference Snow Index* - NDSI- por sus siglas en inglés) es uno de los métodos usados para mapear la cobertura de nieve. Se trata de un índice análogo al conocido NDVI aplicado a la vegetación (Cano y Recio, 2004; Santos, 2016). El NDSI fue desarrollado para el mapeo de nieve utilizando la diferencia normalizada entre dos bandas espectrales, una en el visible y otra en el infrarrojo cercano (Hall y Riggs, 2010; Sanches, 2010; Santos, 2016).

En efecto, según Santos (2016), el NDSI fue inicialmente propuesta por Dozier (1989) en su trabajo sobre la firma espectral de la nieve mediante el uso del sensor TM de Landsat. El autor aplicó este índice en el sur de Sierra Nevada (California, USA) situada a 37° de latitud Norte. El umbral que Dozier (1989) consideró para que un determinado píxel se encuentre cubierto de nieve fue 0.4. También Hall et al., (1995) ha obtenido buenos resultados utilizando el mismo umbral en otros ámbitos

geográficos como Alaska, California, Montana, Minnesota e Islandia. Además, esta autora concluyó que es válido cambiarse el umbral de 0.4 y analizar la sensibilidad de otros umbrales cuando la situación lo requiera, relativo a los ajustes de los métodos para las imágenes de satélite de verano. Tras los diversos estudios de Dozier sobre las características espectrales de la nieve son numerosos los investigadores que han utilizado este índice para calcular la extensión ocupada por la nieve, no solo en ambientes de montaña si no, también, en regiones polares. Fue posteriormente, en el ámbito del proyecto MODIS, que se nombró de NDSI la diferencia normalizada entre las bandas 2 y 5 (Riggs et al., 1994; Hall et al., 1995, 2002; en Santos, 2016). Riggs et al., (1994) también ha aplicado el NDSI para cartografiar la nieve en el *Glacier National Park* -Montana, USA- (Santos, 2016). En comparación al resto de la cobertura terrestre, la nieve se distingue por dos propiedades: su elevada reflectividad en la parte visible del espectro y su baja reflectividad en el infrarrojo medio, lo que permite una buena discriminación entre otras coberturas (Figuras 5.1 y 5.2). La combinación de estos dos rasgos espectrales se recoge en el NDSI (Dossier, 1989; en Ariza, 2006). Es así como en general, la nieve está presente comúnmente a partir de los 0.4 (Hall et al., 2000; en Ariza, 2006). En otro tanto, se ha encontrado que los píxeles con un contenido superior al 50 por ciento en cobertura de nieve, poseen valores NDSI mayores o iguales a 0.4 (Hall y Li, 2000; en Ariza, 2006).

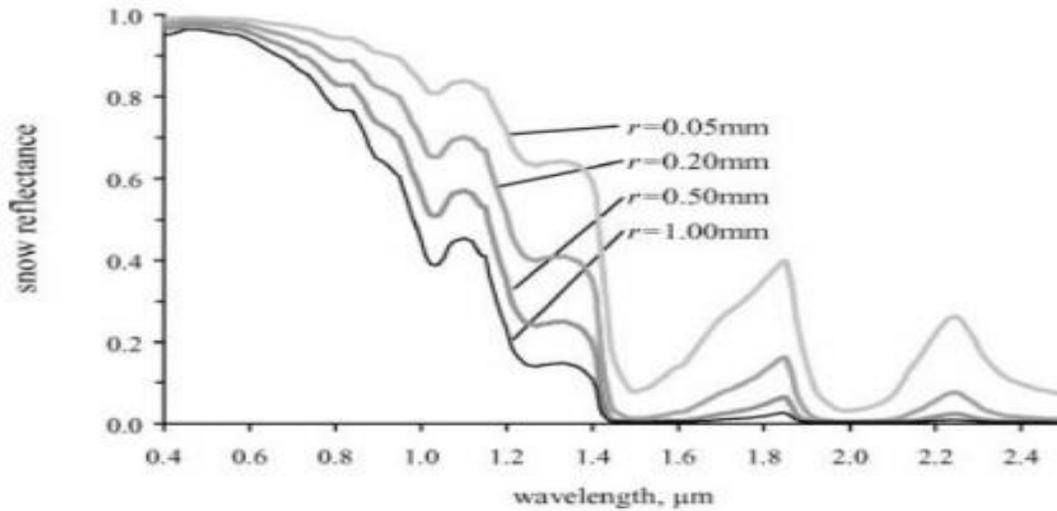


Figura 5.1. Curvas de reflectividad para la nieve con distintos tamaños de grano (Dozier, 1989; en Ariza, 2006).

La siguiente tabla muestra las misiones y sus bandas correspondientes para la estimación del índice:

Tabla 5.2. Bandas utilizadas para estimación índice NDSI. Elaboración propia.

Misión	Nombre	Longitud de onda	Descripción
Landsat 4	B2 B5	0.52-0.60 μm 1.55-1.75 μm	Banda 2 (verde) reflectancia de superficie Banda 5 (infrarrojo 1 onda corta) reflectancia de superficie
Landsat 5	B2 B5	0.52-0.60 μm 1.55-1.75 μm	Banda 2 (verde) reflectancia de superficie Banda 5 (infrarrojo 1 onda corta) reflectancia de superficie
Landsat 7	B2 B5	0.52-0.60 μm 1.55-1.75 μm	Banda 2 (verde) reflectancia de superficie Banda 5 (infrarrojo 1 onda corta) reflectancia de superficie
Landsat 8	B3 B6	0.533-0.590 μm 1.566-1.651 μm	Banda 3 (verde) reflectancia de superficie Banda 6 (infrarrojo 1 onda corta) reflectancia de superficie

Posteriormente, el índice NDSI obtenido es sobrepuesto sobre el modelo digital de elevación SRTM. De esta manera, se busca extraer las elevaciones por cada píxel cubierto con nieve en cada área de estudio.

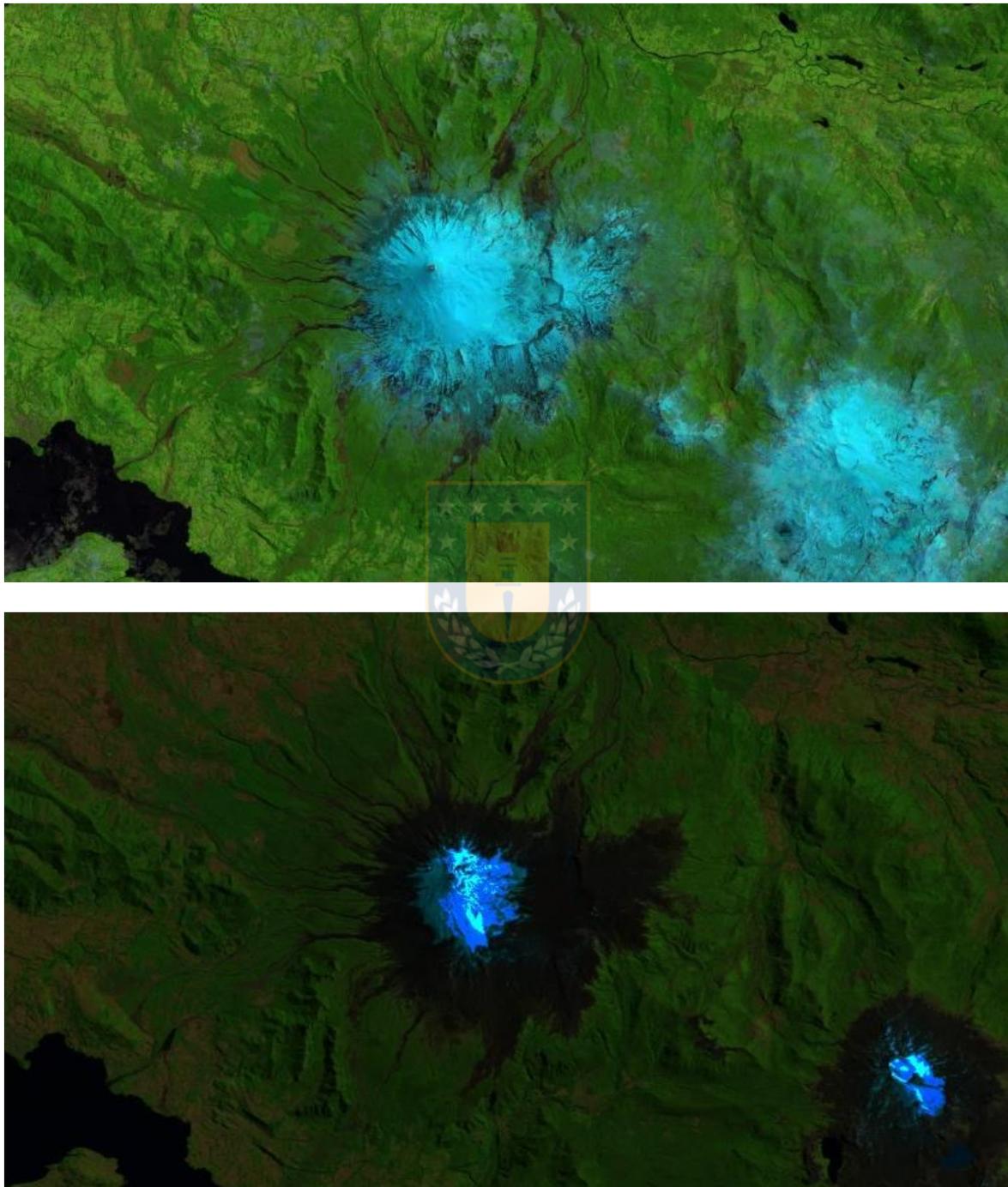


Figura 5.2. Sobre un mismo sector, en la imagen superior, se observa en índice NDSI aplicado en imagen Landsat 8. En la imagen inferior de observa mismo índice aplicado en Landsat 7. Elaboración propia.

Tabla 5.3. Codificación áreas de estudio. Elaboración propia

AREA ESTUDIO	CUENCA	SUBCUENCAS
NevadosChillán	1	8
SierraVelluda	2	6
SierraNevada	3	7
Llaima	4	10
VillaRica	5	7
Choshuenco	6	9
Michinmahuida	7	8
Yanteles	8	12

```
Imports (4 entries)
▶ var Llaima_1: Image users/glealparra/Llaima_1 (1 band)
▶ var srtm: Image "SRTM Digital Elevation Data 30m" (1 band)
▶ var roi: MultiPoint, 3 vertices
▶ var region2: Polygon, 180 vertices
```

Figura 5.4. Entrada de variables importadas y formato de presentación en la consola. Elaboración propia.

Generación de función de mapeo: por una parte, se generó una función para calcular la nubosidad, las sombras y el agua que contenían las escenas trabajadas utilizando *Pixel Quality Assessment (pixel_qa) Values* disponible por misiones (Tablas 5.4 y 5.5). Además, dicha función se creó apoyado en los siguientes algoritmos:

- *Landsat Ecosystem Disturbance Adaptive Processing System* (LEDAPS, por sus siglas en inglés) para las misiones Landsat 4-5-7. En ellos, Landsat 4-5 TM y Landsat 7 ETM+ Reflectance superficial se generan mediante el algoritmo del Sistema de procesamiento adaptativo de perturbación del ecosistema Landsat (LEDAPS), un software especializado desarrollado originalmente a través de la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA). Medio ambiente (MEaSURES) otorgado por el Centro de

Vuelo Espacial Goddard de la NASA (GSFC) y la Universidad de Maryland (Masek et al., 2006; en USGS, 2019).

Tabla 5.4. Landsat 4-5-7 Pixel Quality Assessment (pixel_qa) Bit Index. Modificado de USGS, 2019.

Atributo	Valor de pixel
Llenado	1
Claridad	66, 130
Agua	68, 132
Sombra de nube	72, 136
Nieve/Hielo	80, 112, 144, 176
Nube	96, 112, 160, 176, 224
Nube de confianza baja	66, 68, 72, 80, 96, 112
Nube de confianza media	130, 132, 136, 144, 160, 176
Nube de confianza alta	224

- *Landsat Surface Reflectance Code (LaSRC, por sus siglas en inglés)*. En este caso, La reflectancia de la superficie Landsat 8 OLI se genera utilizando el Código de reflectancia de la superficie Landsat (LaSRC), que utiliza la banda de aerosol costero para realizar pruebas de inversión de aerosol, utiliza datos climáticos auxiliares de MODIS y utiliza un modelo único de transferencia radiativa (Vermote et al., 2016; en USGS, 2019).

Tabla 5.5. Landsat 8 Pixel Quality Assessment (pixel_qa) Bit Index. Modificado de USGS, 2019.

Atributo	Valor de pixel
Llenado	1
Claridad	322, 386, 834, 898, 1346
Agua	324, 388, 836, 900, 1348
Sombra de nube	328, 392, 840, 904, 1350
Nieve/Hielo	336, 368, 400, 432, 848, 880, 928, 944, 992
Nube	352, 368, 416, 432, 480, 864, 880, 928, 944, 992
Nube de confianza baja	322, 324, 328, 336, 352, 368, 834, 836, 840, 848, 864, 880
Nube de confianza media	386, 388, 392, 400, 416, 432, 898, 900, 904, 928, 944
Nube de confianza alta	480, 992
Cirrus de confianza baja	322, 324, 328, 336, 352, 368, 386, 388, 392, 400, 416, 432, 480
Cirrus de confianza alta	834, 836, 840, 848, 864, 880, 898, 900, 904, 912, 928, 944, 992

Campo de oclusión	1346, 1348, 1350, 1352
-------------------	------------------------

También se generó una función que estimara el índice NDSI por cada escena seleccionada de las colecciones Landsat en cada área de estudio.

Multiplicación Booleana: El NDSI fluctúa desde los valores -1 hasta 1 en donde se le otorga un umbral en donde valores mayores a 0.4, serán considerados con presencia de nieve. El raster resultante se reclasifica en dos coberturas: nieve igual a 0 y no nieve igual a 1. Esta reclasificación genera un archivo raster booleano que posee todos los pixeles con presencia de nieve -valor 1- y los pixeles de no nieve -valor 0-.

Creación Máscara Booleana: en este proceso, cada subcuenca fue transformada en un archivo raster booleano. De esta manera, se le puede dar atributos de altura desde el modelo digital de elevación SRTM donde los valores 0 omitirán a los demás valores existentes y los valores 1 mantendrán el atributo de los valores de altura insertos dentro de cada área de estudio. Posterior a ello, el resultado del NDSI es multiplicado por las subcuencas (con sus respectivos valores de altura). De este modo, resulta un archivo raster que contiene la presencia de nieve con su respectiva altura. Así, los valores 0 eliminan los valores de altura en donde no existe presencia de nieve, manteniéndose solamente la altura de los pixeles con valor 1 que sí contienen nieve.

Estimación percentil 10: Luego de la obtención de los pixeles de nieve y altura correspondiente, se procede a la obtención y reclasificación del percentil 10 o 10 % de los pixeles más bajos en altura, donde la línea de nieves se computa como la mediana del correspondiente percentil 10. Para ello, se utilizan los polígonos creados para cada subcuenca (carga de variables) y se realiza una reducción estadística, cuya herramienta es nativa de la misma plataforma GEE y en la que este vector creado permite realizar dicha operación.

Estimación Variables Físicas: dentro de GEE existen expresiones ya incluidas que permiten estimar parámetros físicos; este fue el caso del centroide de las subcuencas para así conocer su posición latitudinal y el aspecto -exposición de laderas-, para así realizar la operación que sigue a continuación.

Seno y Coseno del Aspecto: El coeficiente coseno expresa las diferencias norte-sur; El seno, las diferencias este-oeste. Evans y Cox (2005) mostraron que la asimetría norte-sur (sombra-sol) es mayor en latitudes medias, y disminuye a cero en el ecuador y los polos. Hay, sin embargo, alguna dispersión en los resultados para el Ártico. Los contrastes norte-sur en el equilibrio de los glaciares y, por lo tanto, la distribución de los glaciares debido a los efectos de la incidencia de la radiación solar existe en todo el mundo, pero disminuyen hacia los polos y el ecuador (Evans y Cox, 2005; Evans y Cox, 2010). Las diferencias de norte a sur son mayores en climas más soleados, latitudes medias y relieve más pronunciado. En efecto, el centroide de las subcuencas junto al coseno del aspecto, pueden servir de indicadores para observar si existe alguna relación explicativa en la altura de línea de nieve. Cabe señalar que, si bien solo se utilizó el coseno del aspecto, la estimación del seno tuvo un fin puramente técnico de conocimiento en su llamado desde las herramientas contenidas en GEE.

Análisis Estadístico: Para el análisis de las líneas de nieve, se aplicó una regresión lineal con respecto al tiempo (años) con el fin de identificar si existe alguna tendencia (expresada en la pendiente de regresión) en los cambios durante el período de análisis. Adicionalmente, se calculó una regresión lineal múltiple con las variables latitud (centroide), coseno del aspecto y años de regresión. De esa manera, se esperaba observar que variables eran más robustas para poder explicar la altura de línea de nieves por área de estudio.

6. Resultados

6.1 Visualización de la información generada por plataforma.

Dentro del conjunto final que entrega GEE, se pueden observar seis productos desplegados que son parte de los resultados que permitirán obtener la línea de nieves. A continuación, a manera de ejemplo, se tiene la cuenca 1 (NevadosChillán) subcuenca 1 (Figura 6.1) mostrando como se visualizan estos resultados.

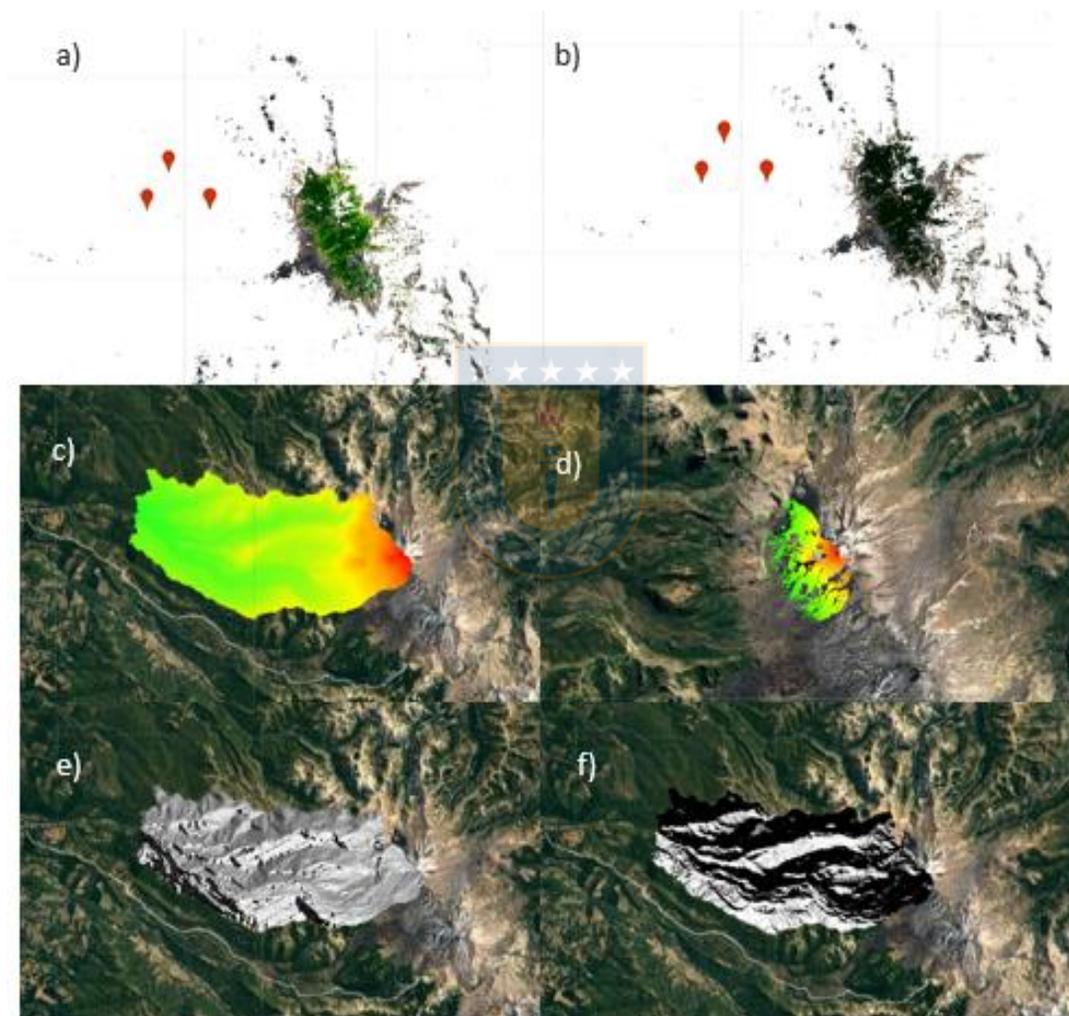


Figura 6.1. Resultados de la aplicación del código generado en la plataforma. En la imagen se muestra de ejemplo una subcuenca hidrográfica del noroeste del Nevados de Chillán. Se observa: a) NDSI; b) máscara NDSI > 0.4; c) ráster con valores de altura extraídos del DEM; d) multiplicación booleana NDSI > 0.4 y ráster booleano con valores de altura; e) aspecto; f) coseno del Aspecto. Se debe señalar que de la sección d) se aplica método para la extracción del percentil 10 de los valores mínimos de altura de píxeles clasificados como nieve en la cuenca. Fuente: elaboración propia en la plataforma GEE.

6.2 Disponibilidad de imágenes.

Luego de haber obtenido los resultados anteriores, y posterior a su visualización, se inspecciona la disponibilidad de imágenes y las fechas de estas (Tabla 6.1). En primera instancia, en todas las misiones se observan saltos temporales en la década del 90, lo que produciría un vacío de información de aproximadamente 10 años. Por otra parte, en cada subcuenca, la disponibilidad de imágenes también varía. En algunos casos, para un año concreto, puede existir productos para una misión mientras que para otra, no la hay (Tabla 6.2). Esto puede representar un problema al momento de generar relaciones, comparaciones y análisis temporales.

Tabla 6.1. Ejemplo de años de registros Landsat para cuencas 1 y 6. Se observa la notable diferencia de adquisición. Elaboración propia.

CUENCA (NevadosChillán)	SUBCUENCA	AÑOS REG	CUENCA (Choshuenco)	SUBCUENCA	AÑOS REG
1	1	16	6	1	19
1	2	3	6	2	3
1	3	16	6	3	20
1	4	7	6	4	8
1	5	19	6	5	21
1	6	18	6	6	21
1	7	14	6	7	21
1	8	13	6	8	21
			6	9	19

Tabla 6.2. Detalles de los años disponibles de imágenes Landsat para dos subcuencas de una cuenca en específico. Elaboración propia.

CUENCA	SUB	AÑOS REGISTRO
6	3	1985-1986-1987-2000-2001-2003-2004-2005-2006-2007-2008-2010-2011-2012-2013-2014-2015-2016-2017-2018
	4	1985-2003-2007-2014-2015-2016-2017-2018

GEE, en su ejecución, mostrará resultados si existen imágenes (Figura 6.2). En este caso, la plataforma despliega en la consola los detalles de disponibilidad, además del resultado obtenido del percentil 10 de valores de altura de nieve.



Figura 6.2. Despliegue consola cuando se ha encontrado imágenes. Se observa la elevación por año. Elaboración propia.

Cuando el caso es negativo, la plataforma entrega automáticamente un enunciado que señala la carencia de imágenes (Imagen 6.3). Observando la tabla anterior, esto se detecta para aquellos años sin registro; tal es el caso de 1988, 1989 y toda la década del 90.

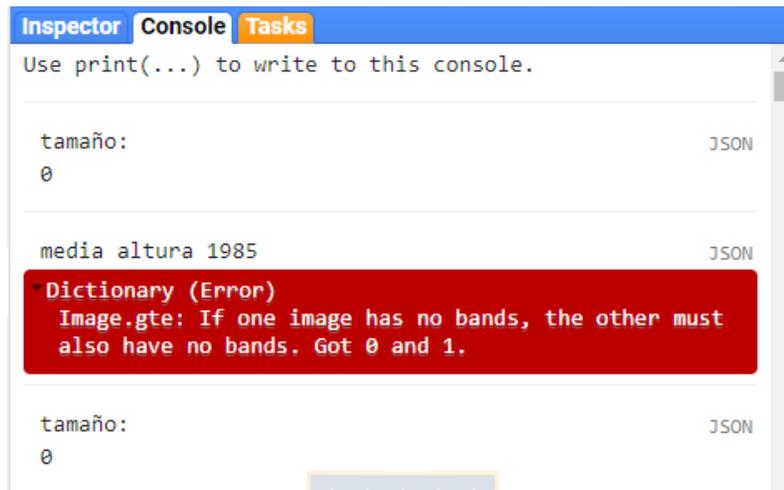


Figura 6.3. Despliegue consola cuando no se ha encontrado imágenes. Elaboración propia.

6.3 Línea de nieves anuales.

Se presentan a continuación los resultados obtenidos de la altitud de la línea de nieves para finales del año hidrológico -mes de marzo-. Dado estos primeros resultados, y con la intención de mostrar la potencialidad de la plataforma en relación al trabajo de investigación, se ha utilizado la cuenca 2 (SierraVelluda) y subcuenca 5 a manera de ejemplo (Figura 6.4) ya que tiene un alto número de registros -21- (Tabla 6.3). Así, se espera dar cuenta a manera de aproximación los cambios detectados por el script en relación percentil 10 de los valores mínimos de altura de píxeles clasificados como nieve en la cuenca y su visualización desplegados en la plataforma (Figura 6.5).

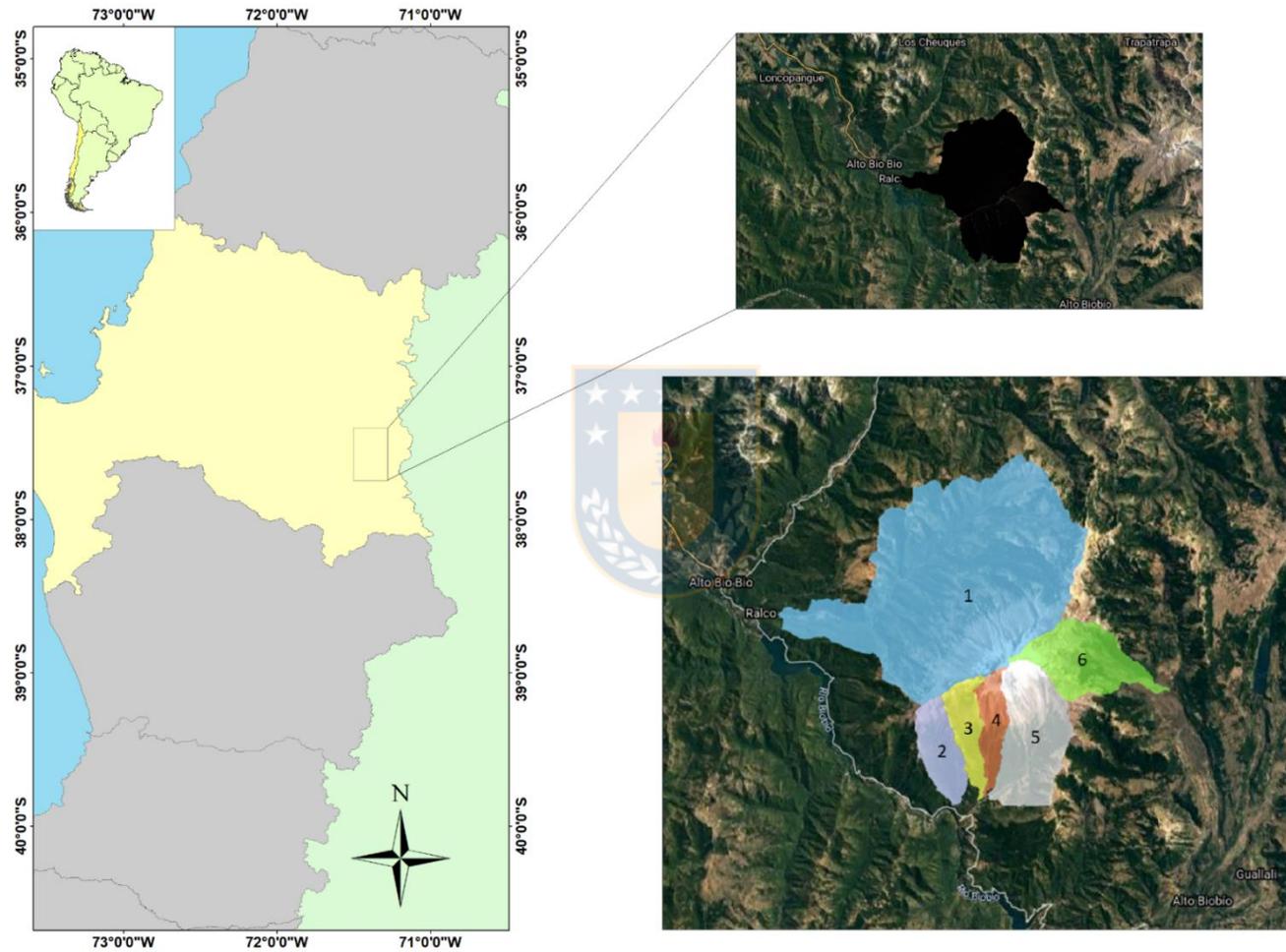


Figura 6.4. Localización área de estudio Sierra Velluda, cuenca (en negro) y subcuencas enumeradas y en colores para una mejor visualización. Elaboración propia.

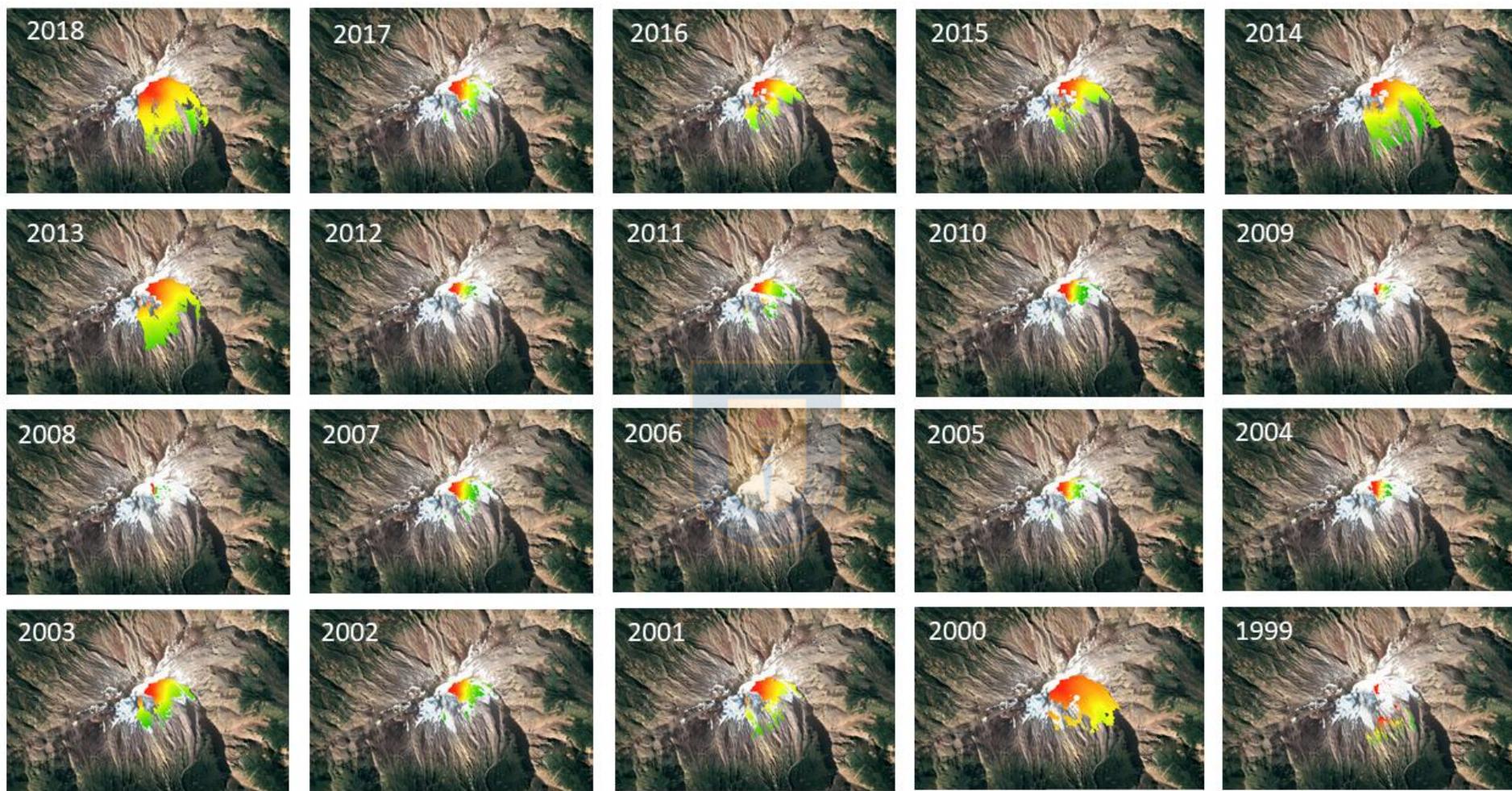


Figura 6.5. Multiplicación booleana $NDSI > 0.4$ y ráster booleano con valores de altura para el periodo 1999-2018 de la cuenca 2 (Sierra Velluda) subcuenca 5. De aquí se extrae el percentil 10 de los valores mínimos de altura de píxeles clasificados como en la nieve cuenca. Elaboración propia.

Tabla 6.3. Valores del percentil 10 de valores mínimos de altura (nieve) extraídos de GEE correspondiente a la cuenca 2 (Sierra Velluda) subcuenca 5 en relación a sus años disponibles. Elaboración propia.

AÑO	p10	2007	2505,5
1985	2362,7	2008	2711
1986	2529,44	2009	2686
1987	2251,77	2010	2542,14
1990	1860,83	2011	2245,62
1999	1159,54	2012	2634,5
2000	2196,3	2013	2051,86
2001	2477,5	2014	1915,3
2002	2377,31	2015	2292
2003	2413,5	2016	2324,14
2004	2658	2017	2211,95
2005	2593,5	2018	1996,27

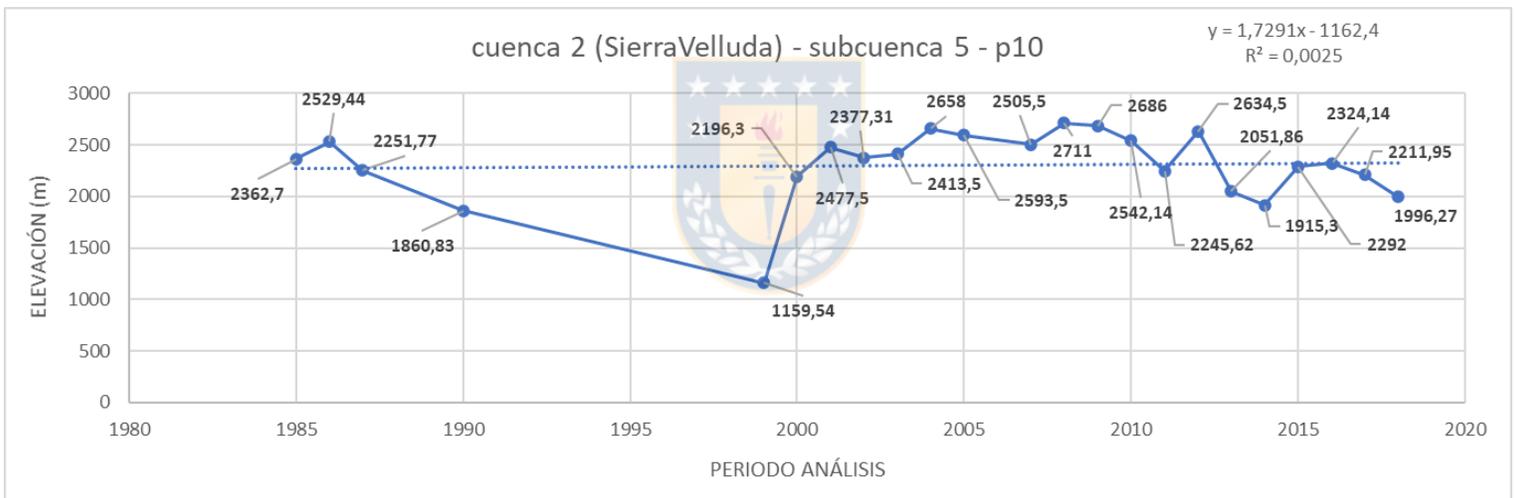


Figura 6.6. Percentil 10 valores mínimos de altura de píxeles clasificados como nieve para la cuenca 2 (SierraVelluda). Elaboración propia.

En efecto, desde la Figura 6.5 se extrae el percentil 10 los valores mínimos de altura de píxeles clasificados como nieve en la cuenca, obteniéndose el gráfico de la Figura 6.6. Puede verse además como desde 1990 a 1998 no hay registro de valores de elevación, lo que dificulta la continuación de la serie temporal. La línea de tendencia se observa ascendente, consecuente a lo planteado en la hipótesis. Sin embargo, como se muestra en la Figura 6.7, esto no se verifica totalmente en

todas las subcuencas de una cuenca en específico. Se ejemplificará con la misma cuenca (SierraVelluda).



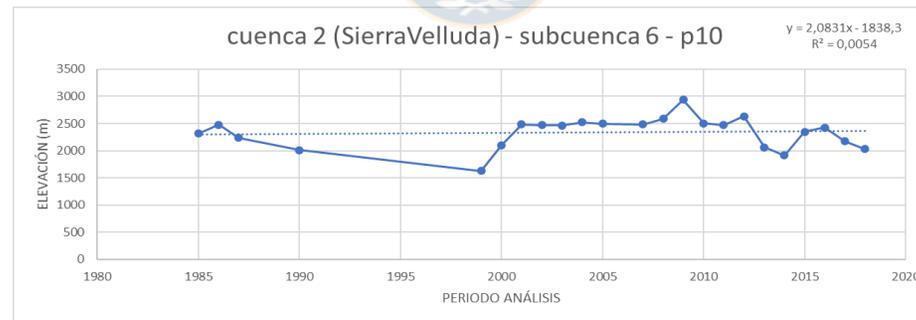
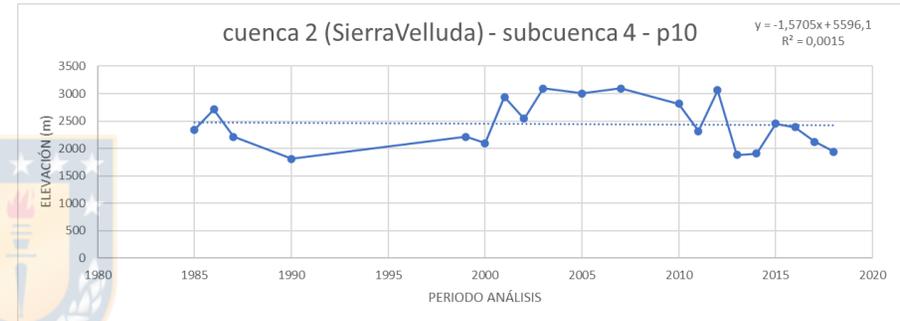
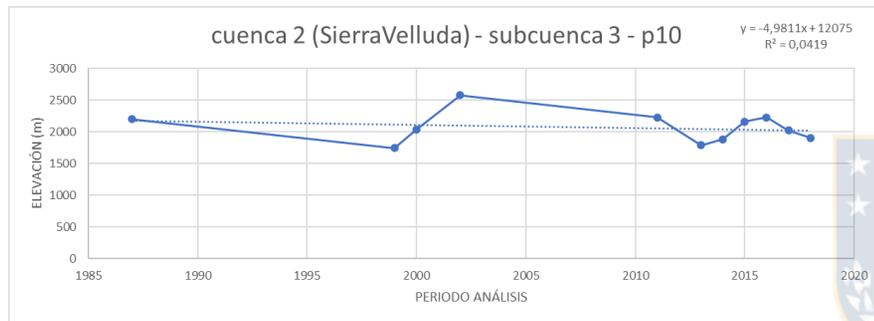
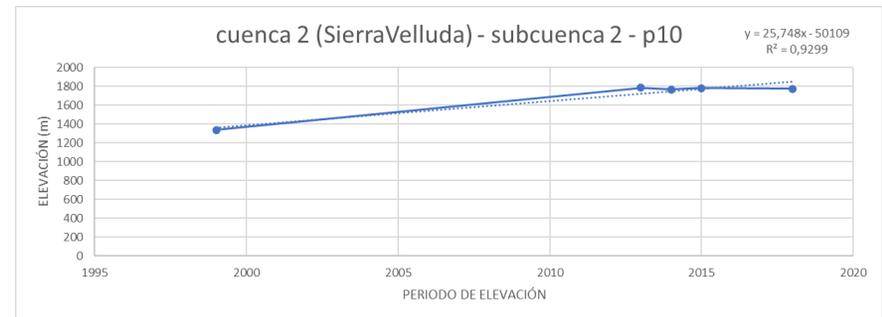
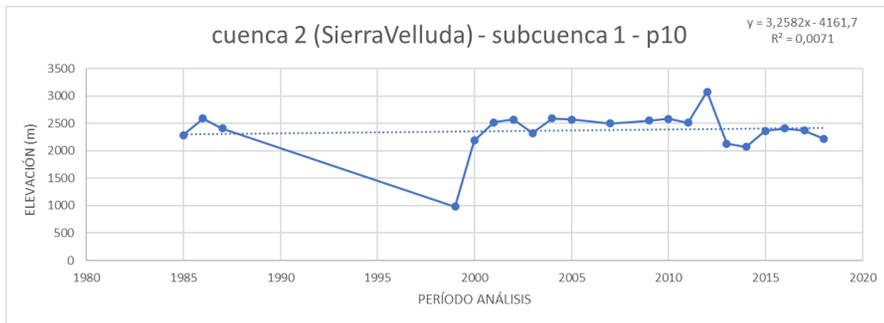


Figura 6.7. Percentil 10 valores mínimos de altura de píxeles clasificados como nieve de las subcuencas restantes de cuenca 2 (SierraVelluda). Puede notarse las diferencias entre cantidad de registros y líneas tendencias respecto al gráfico de la imagen 10. Elaboración propia.

Si observamos la imagen 5.7, notamos las diferencias entre las subcuencas presentadas contra la subcuenca 5. Las subcuencas 2 y 3 presentan una cantidad de registros bajos lo que dificulta un análisis más determinante en cuanto a la tendencia que estas posean. Por otra parte, las subcuencas 1, 4 y 6 presentan un mayor número de registros, ofreciendo una mejor posibilidad de análisis de tendencia en la altura de línea de nieves.

Enfocándonos en estas tres últimas, observamos que las líneas de tendencia varían tanto ascendente (subcuencas 1 y 6) como descendente (subcuenca 4). Por ejemplo, en la subcuenca 1 podemos notar su orientación norte, lo que supondría una mayor exposición solar, desembocando en mayor ablación. En tanto, en las subcuencas 3 y 4, hay una tendencia descendente, con una orientación sur, lo que permitiría una mayor acumulación. En efecto, para una misma cuenca existen sectores en donde la línea de nieve tiene comportamientos de ascensión (mayor ablación) mientras que en otros existe tendencia a la acumulación.

Dada la alta cantidad de información entregada por la plataforma, los resultados de las tendencias de las líneas de nieve variarán heterogéneamente dentro de una misma área de estudio, en donde, como se observó más arriba, no se verifica para toda subcuenca. Si bien existe una tendencia ascendente, dependerá de la subcuenca analizada.

Para ampliar un poco más el resultado anterior, se utilizará como nuevo ejemplo la cuenca 7 (Michinmahuida) subcuenca 1 (Figura 6.8) pues también posee una alta cantidad de registros satelitales. Así, observaremos que sucede en esta nueva área de estudio en relación a la línea de nieves.

Tabla 6.4. Valores del percentil 10 de valores mínimos de altura (nieve) extraídos de GEE correspondiente a la cuenca 7 (Michinmahuida) subcuenca 1 en relación a sus años disponibles. Elaboración propia.

AÑO	p10		
1985	1515,46	2007	1587,39
1986	1438,1	2008	1571,49
1987	1694,5	2010	1721,42
2000	1534,33	2011	1621,35
2001	1379,36	2012	1651,92
2002	1611,7	2013	1037,36
2003	1499,47	2014	1580,11
2004	1571,73	2015	1527,69
2005	1587,5	2016	1479,28
2006	515	2017	1463,25
		2018	1609,61

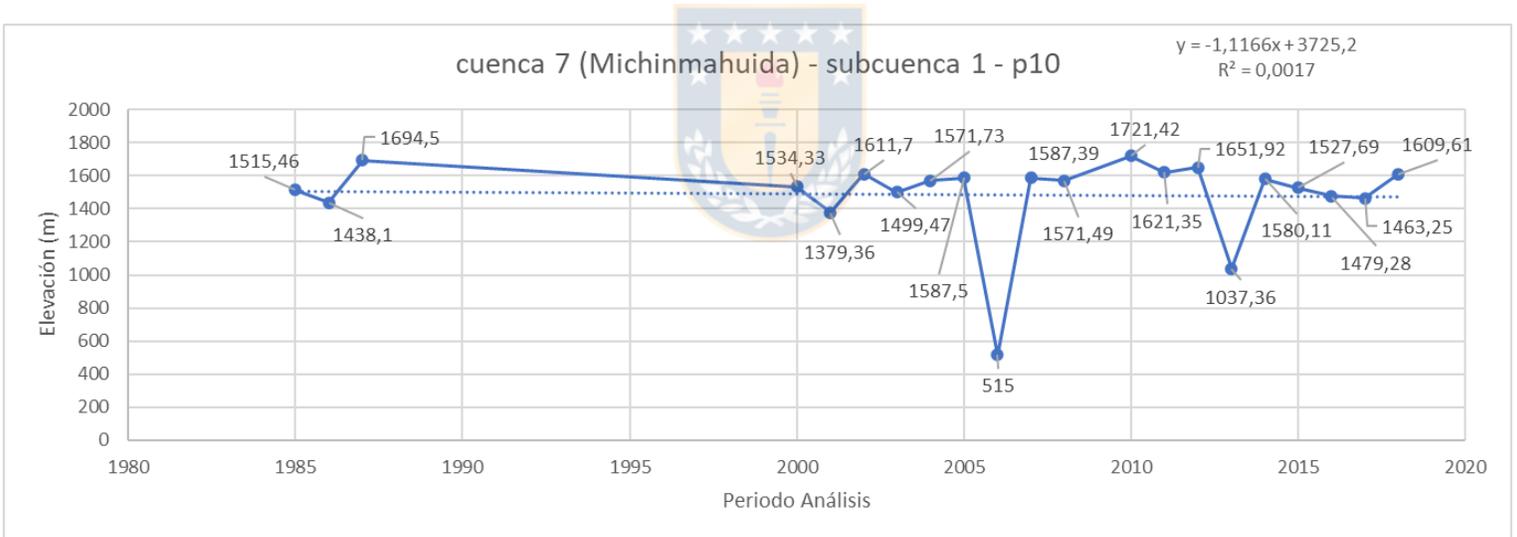
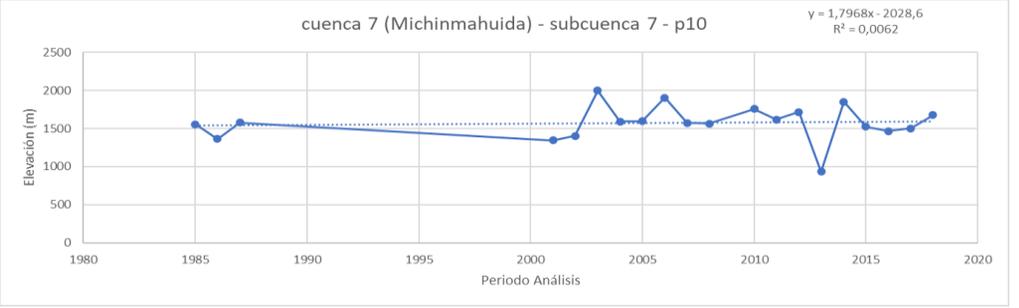
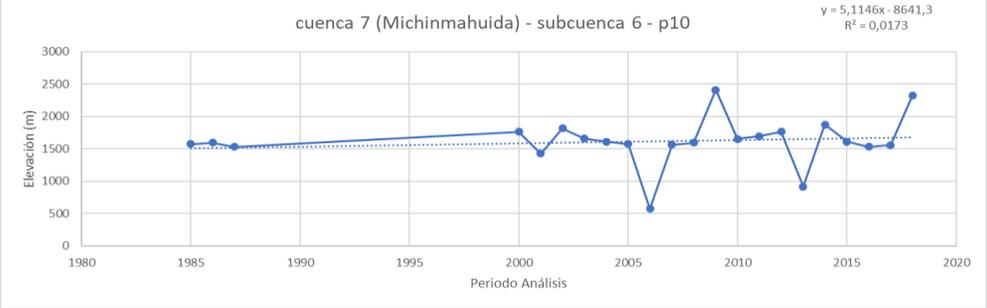
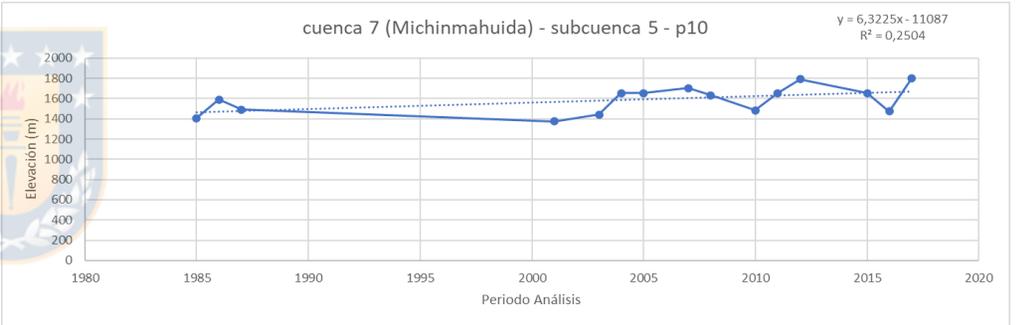
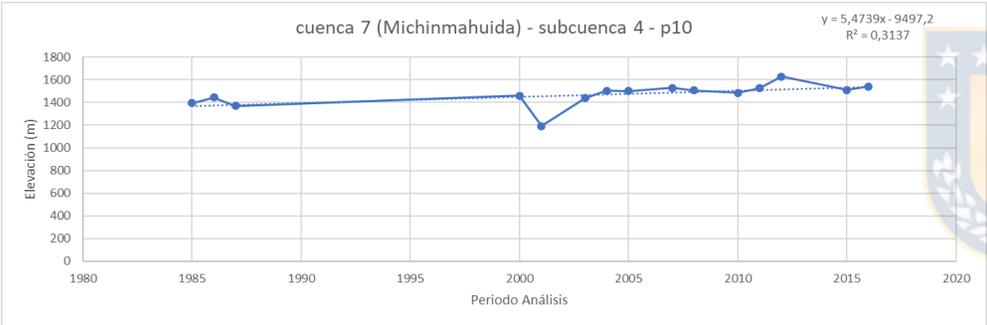
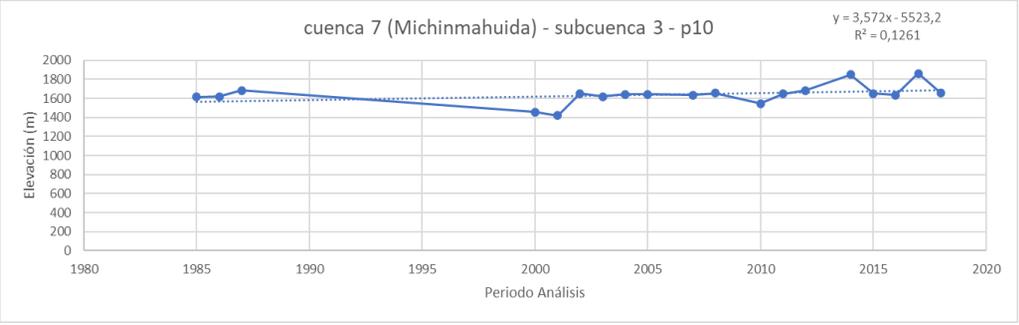
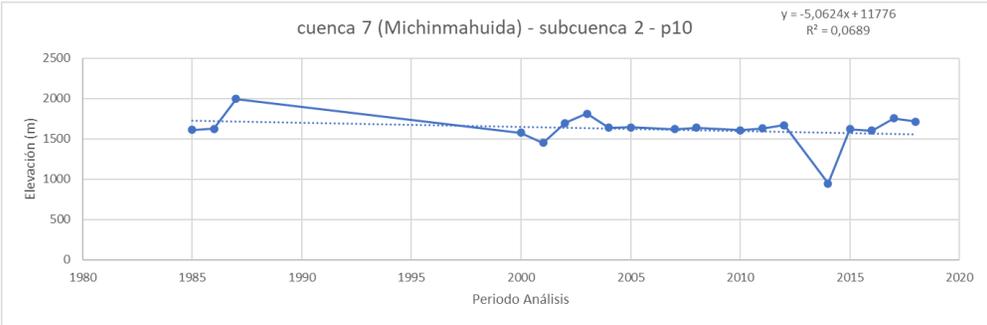


Figura 6.9. Percentil 10 valores mínimos de altura de píxeles clasificados como nieve. Elaboración propia.

La Figura 6.10 presenta los resultados de las subcuencas restantes de la cuenca 7.



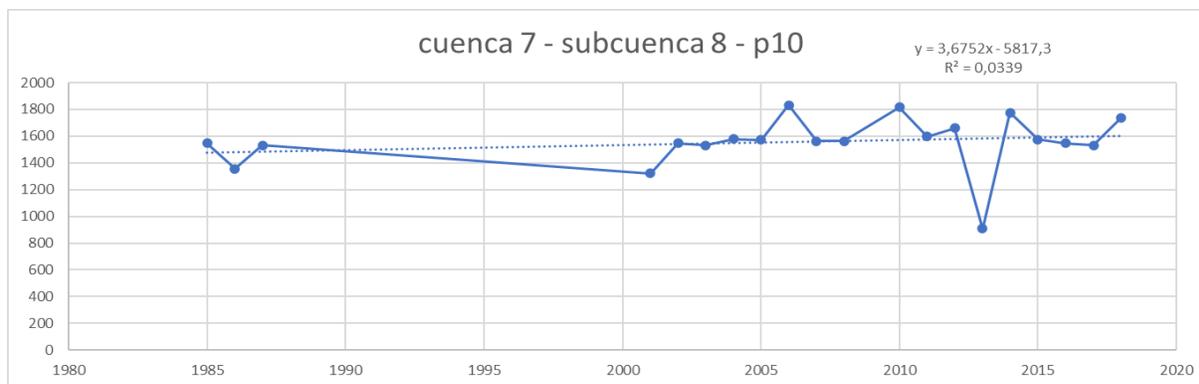


Figura 6.10. Percentil 10 valores mínimos de altura de píxeles clasificados como nieve de las subcuencas restantes de la cuenca 7 (Michinmahuida). Puede notarse las diferencias entre cantidad de registros y líneas tendencias respecto al gráfico de la imagen 10. Elaboración propia.

En este segundo ejemplo logra observarse nuevamente el vacío de información de aproximadamente 10 años -década del 90-. Puede verse también la diferencia de registros obtenidos para cada subcuenca, aunque mayor que la cuenca 2 anteriormente vista. De estos gráficos, se reconocen dos subcuencas que presentan una tendencia descendente de los valores de altura más bajos de nieve, las cuales son las subcuencas 1 y 2. Ya desde la subcuenca 3 hasta la subcuenca 8 la tendencia es ascendente. Si observamos la figura 13, nos damos cuenta que las subcuencas 1 y 2 se encuentran en dirección sur, lo que nos permitiría suponer, basados en Evans y Cox (2005), que las tendencias descendentes responderían justamente a la orientación a la que están adscritas, mientras que las restantes se orientan tanto al norte como oeste-este, siendo afectadas mayormente por vientos y exposición solar lo que explicaría aquellas tendencias ascendentes de la línea de nieves.

6.4 Tendencias de las líneas de nieve detectadas

Con el fin de mejorar la representación de la línea de nieves anuales, se consideró realizar regresión lineal desde el periodo 1999-2018 (Tabla 6.5), esto para poder realizar comparaciones más ajustables en años de igual o similar registro. Si bien no todos los glaciares en una zona tienen la misma disponibilidad de imágenes, se determinó la tendencia lineal para los años en que hay imágenes coincidentes.

Tabla 6.5 Tendencia lineal y R² por cuencas y subcuencas periodo 1999-2018. Los colores son para una mejor diferenciación de las cuencas. Elaboración propia.

cuenca - subc	tendencia años	R ²			
1-1	$y = -18,854x + 40419$	0,1217	6-1	$y = -12,012x + 26100$	0,1355
1-3	$y = -11,637x + 25941$	0,0542	6-3	$y = -0,9228x + 3781,9$	0,0034
1-5	$y = -9,1708x + 21029$	0,0352	6-5	$y = -5,3885x + 12737$	0,0823
1-6	$y = -14,334x + 31295$	0,1322	6-6	$y = -2,1864x + 6251,5$	0,0149
1-7	$y = 26,961x - 51788$	0,1565	6-7	$y = -2,2642x + 6388,1$	0,0266
2-1	$y = 15,178x - 28124$	0,0523	6-8	$y = -1,508x + 4914,5$	0,0039
2-4	$y = -26,813x + 56358$	0,1497	6-9	$y = -13,41x + 28756$	0,217
2-5	$y = 1,399x - 494,66$	0,0005	7-1	$y = 3,6157x - 5789$	0,0056
2-6	$y = -1,5774x + 5522,9$	0,001	7-2	$y = -2,9011x + 7429,7$	0,0083
3-1	$y = -5,3924x + 12905$	0,0467	7-3	$y = 11,89x - 22246$	0,4122
3-2	$y = 5,8093x - 9663,8$	0,0189	7-4	$y = 11,884x - 22374$	0,365
3-3	$y = -28,603x + 59249$	0,3592	7-5	$y = 11,706x - 21908$	0,2061
3-6	$y = -2,2071x + 6424,8$	0,0012	7-6	$y = 11,219x - 20912$	0,0245
3-7	$y = 13,353x - 24751$	0,0593	7-7	$y = -4,1024x + 9833$	0,0087
4-1	$y = -11,481x + 25196$	0,0151	7-8	$y = 3,2727x - 5008$	0,0073
4-5	$y = 7,1006x - 12288$	0,0081	8-1	$y = -0,219x + 1851,3$	9,00E-05
4-6	$y = 2,7333x - 3513,3$	0,0013	8-2	$y = -16,534x + 34476$	0,2192
4-7	$y = -16,061x + 34189$	0,0454	8-3	$y = -2,9128x + 7051$	0,0476
4-8	$y = -9,2592x + 20660$	0,0104	8-4	$y = -3,252x + 7636,7$	0,0262
4-9	$y = -15,191x + 32454$	0,0348	8-5	$y = 3,9509x - 6759,3$	0,0301
4-10	$y = -24,009x + 50202$	0,137	8-6	$y = 1,0086x - 844,91$	0,0004
5-1	$y = 7,366x - 12895$	0,0174	8-7	$y = 13,854x - 26659$	0,0486
5-2	$y = 7,6614x - 13477$	0,0181	8-8	$y = 21,625x - 42221$	0,0999
5-3	$y = -5,6305x + 13270$	0,0088	8-9	$y = 3,8804x - 6553,7$	0,0239
5-5	$y = 12,225x - 22571$	0,0134	8-10	$y = -0,1346x + 1557,5$	4,00E-05
5-7	$y = 1,6637x - 1445,8$	0,0003	8-11	$y = -11,124x + 23609$	0,0388
			8-12	$y = 3,8222x - 6313,9$	0,1271

En efecto, se observa la variabilidad en la tendencia para cada cuenca. Mientras en algunas subcuencas existen tendencias de pendientes descendentes, otras presentan tendencias de pendientes ascendentes. Por consiguiente, tomando esta

última para el estudio, podemos resumir los valores que representan cambios mayores en la altitud de la línea de nieves. La tabla 6.6 representa estos datos.

Tabla 6.6. Pendientes (tendencia) ascendente mayores y R² extraídos desde la Tabla 6.5. Elaboración propia.

cuenca-subc	Pendiente (m/año)	R ²
1-7	26,96	0,156
2-1	15,17	0,052
3-2	5,8	0,018
4-5	7,10	0,008
5-5	12,23	0,013
7-3	11,89	0,412
7-4	11,88	0,365
7-5	11,7	0,206
7-6	11,22	0,026
8-8	21,63	0,099

Por ejemplo, se observa tendencia ascendente de la línea de nieves de 26,9 m/año para la cuenca-subc 1-7 (NevadosChillán). Sin embargo, su R² es de 0,1565 lo que sugiere que la regresión lineal no logra modelar el cambio de la ELA durante el período de estudio. Analizando los valores de la Tabla 6.6 podemos notar que el R² para todos los valores son menores a 0,2 excepto los valores de 7-3 y 7-4 cuyos valores son de 11,89 m/año (R² 0,4122) y 11,88 m/año (R² 0,365), respectivamente, para la misma zona de estudio (Michinmahuida). De igual manera, sus R² siguen siendo poco representativos con valores por debajo de 0,5.

Otro dato importante señalar es que la cuenca 7 (Michinmahuida) es el sector en donde se presentan similares valores de tendencia m/año que el resto. Si bien la cuenca 8 (Yanteles) también posee uno de los mayores sectores con tendencia

ascendente (8-5, 8-6, 8-7, 8-8 y 8-9), los R² de esta están por debajo del 0,05 siendo menos significativos si lo comparamos con las subcuencas del sector 7 (ver Tabla 6.5).

6.5 Validación de las líneas de nieve

Otro análisis importante es validar la información obtenida mediante la plataforma con información recopilada mediante otras técnicas.

Schaefer et al., (2017) utilizando valores medidos con estacas, indican que las ELAs del glaciar Mocho del volcán Mocho-Choshuenco para el período 2010-2013 fueron de 1904, 1927, 2076 y 2065 m. Utilizando estos valores, se comparan con los datos entregados en GEE para el sector 6 -Choshuenco- (Tabla 13) y observar que la variabilidad de la información suministrada por la plataforma en contraste con la técnica de terreno.

Tabla 6.7. Comparación datos obtenidos en estacas y GEE para el sector 6 (Choshuenco). Modificado de Schaefer et al., (2017).

AÑO HIDROLÓGICO	ELA ESTACAS (Schaefer et al., 2017)	CUENCA 6 SUBCUENCA 8 GEE	CUENCA 6 SUBCUENCA 9 GEE
2009/10	1904 ± 15	1885,15	1926
2010/11	1927 ± 14	1877,47	1933
2011/12	2076 ± 98	2147	
2012/13	2065 ± 98	1555,34	1325,33
MEDIA	1993	1866,24	1728,11

Hay que señalar que cada valor entregado por el trabajo de Schaefer et al., tiene un rango de incertidumbre de +/-15 m. En efecto, para el año 2009-2010, el valor medido con estacas es esencialmente similar a la entregada por GEE para las

subcuencas 8 y 9; lo mismo ocurre para los años 2010-2011 y 2011-2012. Además, podemos notar que hay concordancia en la tendencia gradual ascendente en los valores de las subcuencas y las estacas, al menos desde el año 2009-2010 hasta el año 2012. Esto podría ser una buena señal en cuanto a la calidad de los datos aportados por el método de la mediana del percentil 10 computado en la plataforma GEE, tanto en esta como en las otras áreas de estudio.

Para ampliar este apartado, una relación interesante de validación es el comportamiento de las líneas de nieves medias y la latitud. Según la “Estrategia Nacional de Glaciares – Fundamentos” elaborado por el Centro de Estudios Científicos (CECs) en el año 2009 para el Ministerio de Obras Públicas (MOP), presenta un estudio realizado por la Dirección General de Aguas (DGA) en el 2008 entrega información sobre la situación de la ELAs para aquel tiempo. Por ejemplo, se señala que, en Los Andes de América del Sur, Condom et al., (2007) calculó la altitud de la línea de equilibrio a un nivel regional. Esta línea de equilibrio zonal no se puede aplicar en algún caso particular de estudio de glaciares, debido a que existen características propias en cada glaciar que definen su línea de equilibrio (topografía superficial, exposición, pendiente, etc.), sin embargo, a nivel regional y en el contexto de cambio climático es un importante indicador de la respuesta glaciar (Condom et al., 2007; en MOP, 2009). En general el documento señala que se ha determinado una tendencia positiva de la isoterma 0° C (excepto en Punta Arenas) indicando el aumento altitudinal de la línea de nieves entre 1958 y 2006, lo que podemos compáralo a los resultados obtenidos de la media de la ELAs en función de la latitud (Figura 6.11).

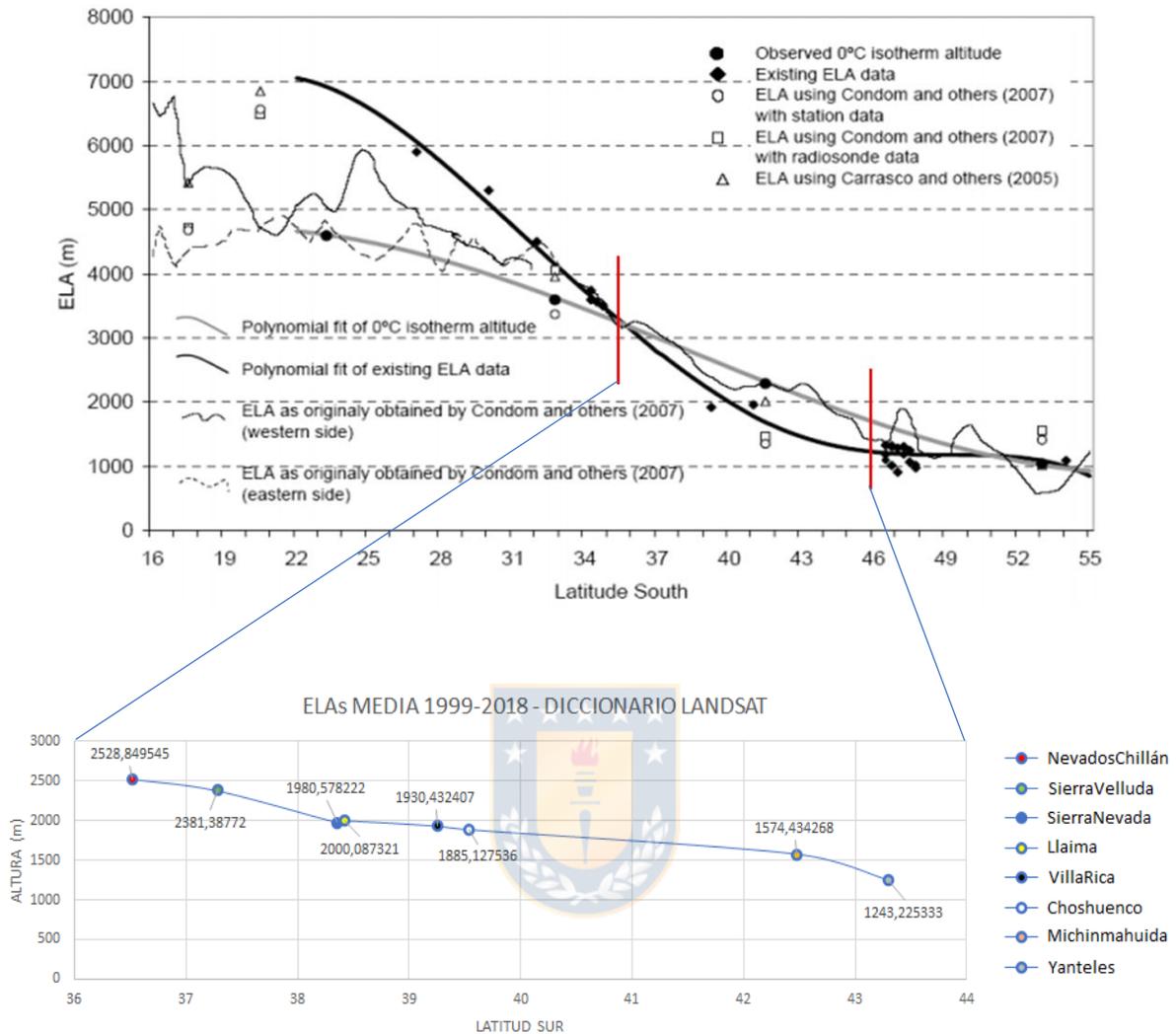


Figura 6.11. Cálculos de ELAs regional por Condom et al., (2007) y valores obtenidos en GEE. Las líneas rojas marcan los límites de latitud abarcados por el área de estudio. Se ve una similitud de los valores ELA en función de la latitud para ambos casos. Elaboración propia.

Estimando de cada cuenca la línea de nieves promedio y la latitud en donde se localiza cada cuenca (centroide) nos entrega la siguiente información (Tabla 6.8).

Tabla 6.8. Líneas de nieve promedio -1999 a 2018- por cada área de estudio y el centroide de estos (latitud en ° S). Elaboración propia.

CUENCA	ELEV MEDIA m
NevadosChillán	2336,97
SierraVelluda	2204,07
SierraNevada	2011,96
Llaima	1903,14
VillaRica	1841,31
Choshuenco	1807,97
Michinmahuida	1569,23
Yanteles	1241,8

En efecto, a menor latitud la línea de nieve tenderá a una mayor altitud como es el caso de NevadosChillán que a una latitud de 36°S su línea de nieves se encuentra a los 2300 m. Gradualmente esta línea comienza a descender a medida que nos dirigimos al sur. En el caso contrario a NevadosChillán, a mayor latitud la línea de nieve tendrá una menor altitud como es el caso de Yanteles, en cuya ubicación de 43°S la línea de nieves tiene una altura de 1200 m.

Muy probablemente, estos valores al estar dependientes solo de una variable (la latitud) ofrezcan los resultados presentados que intuitivamente se nos hacen lógicos, dada la situación geográfica donde se localizan (Figura 6.12). Sin embargo, la adhesión de más variables en el script y la recuperación de los valores faltantes de la década del 90, nos ofrecerían una visión distinta en cuanto a las tendencias de cada cuenca.

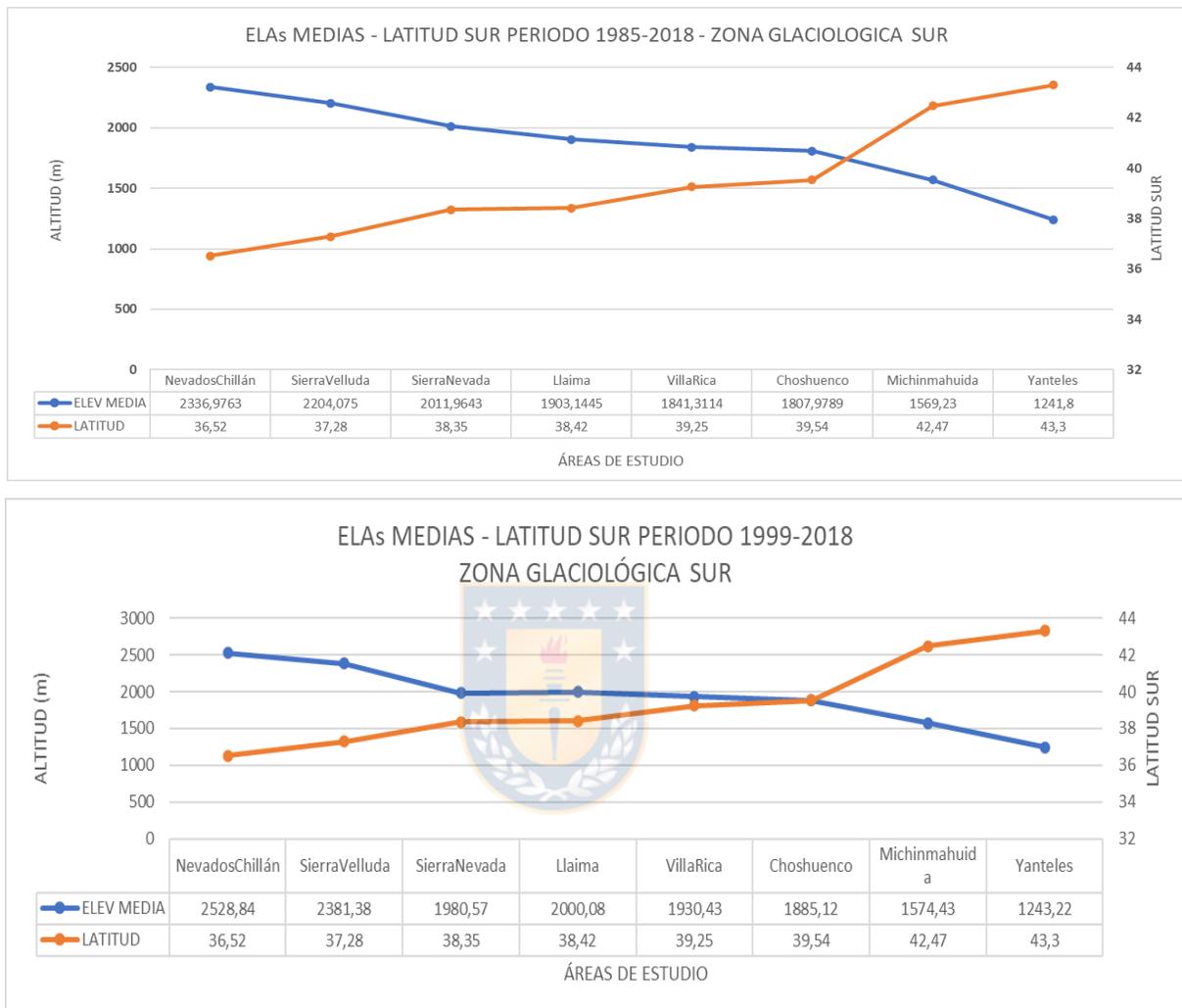


Figura 6.12. Comparación entre valores considerados toda la colección Landsat disponible (superior) y estimados desde 1999 (inferior). Elaboración

Finalmente, con el objetivo de identificar que tan relacionado y robusta es la correlación entre las variables elevación media, latitud y aspecto del coseno, se realizó una regresión múltiple con estos valores (Tabla 6.9) y observar la fiabilidad de la información del modelo.

Tabla 6.9. Valores usados para regresión múltiple. Como variables independientes: LATITUD °S y COS EXPOSICION (media de las subcuencas de cada cuenca principal); como variable dependiente: ELEVACION MEDIA. Elaboración propia.

AREA ESTUDIO	ELEV MEDIA (m)	LATITUD SUR CENTROIDE	COS EXPOSICION (MEDIA)
NevadosChillán	2528,84	36,52	0,072
SierraVelluda	2381,38	37,28	-0,363
SierraNevada	1980,57	38,35	0,051
Llaima	2000,08	38,42	-0,15
VillaRica	1930,43	39,25	0,198
Choshuenco	1885,12	39,54	0,244
Michinmahuida	1574,43	42,47	0,029
Yanteles	1243,22	43,3	-0,026

En primera instancia se analizó la regresión simple entre las variables ELEV MEDIA y LATITUD SUR (Tabla 6.10). Luego, se aplicó regresión simple entre ELEV MEDIA y COSENO EXPSICION (Tabla 6.11). Por último, se generó regresión múltiple entre todas las 3 variables mencionadas (Tabla 6.12).

Tabla 6.10. Regresión simple variables ELEV MEDIA y LATITUD SUR. Elaboración propia.

Coficiente de correlación múltiple	0,967
Coficiente de determinación R ²	0,936
R ² ajustado	0,926
Error típico	111,08
Observaciones	8

Tabla 6.11. Regresión simple variables ELEV MEDIA y COS EXPOSICION. Elaboración propia.

Coeficiente de correlación múltiple	0,239
Coeficiente de determinación R ²	0,057
R ² ajustado	-0,099
Error típico	428,54
Observaciones	8

Tabla 6.12. Regresión múltiple utilizando las 3 variables. Elaboración propia.

Coeficiente de correlación múltiple	0,968
Coeficiente de determinación R ²	0,938
R ² ajustado	0,914
Error típico	119,683
Observaciones	8

7. Discusión

7.1 Altura Línea de Nieve

Si bien se ha podido verificar que existe una tendencia ascendente de la línea de nieves, este hecho no abarca a la totalidad de las cuencas analizadas. Para una cuenca en específico, sus diferentes subcuencas presentarán diferencias en sus tendencias las cuales podrían ser explicadas por distintas razones. Las diferencias entre subcuencas (orientación, exposición) marcarán una diferencia en cuanto a la respuesta frente a variables climáticas (Figura 7.1). Por ejemplo, como señalan Evans y Cox (2005), una orientación norte provocará mayor exposición a radiación solar lo que podría provocar mayor ablación de la nieve. En caso contrario, una orientación sur permitirá una mayor acumulación de nieve, favoreciendo al balance de masa.

Lógicamente, este análisis requiere casi obligadamente conocer las características de los productos a utilizar. En efecto, una imagen satelital que ofrece una buena resolución espacial y temporal, darán mejores detalles y mejores resultados. En el caso Landsat, de acceso gratuito, a pesar de que su ventaja se encuentra en su resolución temporal, no ocurre lo mismo con su resolución espacial. Cabe destacar que esto no significa una merma en análisis criosféricos, pues de estas misiones Landsat se han realizado estudios significativos en temas glaciares permitiendo grandes avances (ej. Hall y Martinec, 1985). Sin embargo, a pesar que Landsat posee una buena resolución temporal, se encontró un vacío de data de unos diez años -década del 90-. Esto podría representar una debilidad en cuanto al análisis de serie temporal ya que el muestreo se reduce notoriamente. Una explicación para este gap es que el problema de la falta de datos en los 90 fue a escala casi global debido a cambios en el sistema de adquisición y comercialización de las imágenes por parte del gobierno de los Estados Unidos, reanudándose normalmente ya finales de esa década (Fernández et al., 2016).

Una manera de solventar ese vacío podría ser la posibilidad de que otros sensores complementen la falta de datos (por ejemplo, el producto ASTER en zonas que entre 2000 y 2015 presentan una alta cantidad de nubes o datos Sentinel, cuyos

productos de acceso libre también en la plataforma, presentan una resolución espacial de 10 m píxel).

Para confirmar entonces la hipótesis de trabajo, si bien se cumple en ciertas cuencas, no es estrictamente cierto para todas las subcuencas, por lo que una ampliación y depuración del código creado es importante para precisar y entregar valores sólidos que puedan reafirmarla. Aún en este sentido, podemos afirmar que los datos proporcionados por GEE en este trabajo se asemejan a la realidad ofrecida por otros estudios. Tal es el caso de análisis regionales y subregionales en los Andes de América del Sur elaborados por Dussaillant et al., (2019) y Braun et al., (2019). Ambos autores analizan los cambios de masa glaciar (o pérdida de masa) para un tiempo de análisis que va desde el año 2000 en adelante asociado a la variable altitudinal y en donde los investigadores sugieren constante pérdida, especialmente desde 2009.

En efecto, observando los datos de la plataforma, de cierta manera se ajustan en cuanto a como cada subcuenca desde el 2000 presentan *ELAs* con pendientes ascendentes, como son los casos en Choshuenco, Michinmahuida y Yanteles, lo que se puede traducir en pérdidas de acumulación nival por diferentes mecanismos. Por supuesto, estos resultados lograrán una mejor aproximación en la medida que exista mayor contraste entre información medida con otras técnicas y luego comparadas con las de la plataforma.

Es importante destacar que los resultados de Dussaillant et al., (2019) y Braun et al., (2019) se determinaron en base a datos altimétricos separados por varios años, mientras que los resultados del presente trabajo han tratado de determinar tendencias interanuales. De esta forma, la alta variabilidad interanual de las líneas de nieve determinadas, disminuye la potencia de la regresión lineal. A pesar de esto, el estudio indica que un 43% de las zonas analizadas presenta una tendencia positiva de la línea de nieves, lo que sugiere pérdida de masa.

Finalmente, en relación a la regresión aplicada, la tabla 6.10, a diferencia de la tabla 6.11, presenta un R^2 ajustado mucho más grande, con un valor cercano a 1 lo que indica que entre las variables el modelo explica muy bien los resultados. La tabla

6.11 posee un R^2 ajustado bastante bajo. Por sí solo, y probablemente debido a la resolución del producto utilizado, es que este valor contrasta con la tabla anterior. Sin embargo, ambas variables integradas en la regresión múltiple, se obtiene un valor superior a 0,9 lo que indica que ambas variables otorgan mayor peso al modelo, explicando de mejor manera el comportamiento de la variabilidad de las *ELAs* por las áreas de estudio.



8. Conclusiones

En esta memoria de título se trató de determinar si las líneas de nieve de la zona glaciológica sur se presentaban ascendentes durante el período en que existen imágenes Landsat disponibles en la plataforma GEE.

Se detectó que un 43% de las zonas analizadas presentan una tendencia al alza, aunque en muy pocos casos el modelo lineal aparece robusto. La generación de código en la plataforma GEE facilitó este análisis, el cual también indicó que el criterio de la mediana del percentil 10 tiene potencial para capturar la tendencia de líneas de equilibrio determinadas usando métodos independientes.

Uno de los grandes desafíos en la actualidad es la manipulación, tratamiento y análisis de grandes volúmenes de datos. La plataforma GEE permite el manejo de información robusta de manera online, lo que reduce considerablemente el tiempo invertido en tratamiento de información, permitiendo además el cruce de datos basado en diferentes enfoques físicos del planeta lo que genera información aún más precisa y multidisciplinar.

Basado en lo anterior puede verse que, con el manejo de ciertos códigos propios del sistema, más la construcción propia de algunos objetos, pueden desarrollarse modelos que extraigan información específica, como en este caso la línea de nieves. Sin embargo, y basado estrictamente en la cartografía como herramienta base de la disciplina geográfica, la plataforma presenta aquella debilidad pues no se encontró modelos o plantillas que permitieran realizar dicho cometido.

Por tanto, aun dada la potencialidad del programa, siempre será útil la cohesión de más de un software en análisis espacial, teniendo el cuidado de que la información recolectada sea la misma en todas las partes. Sin ir más lejos, en la actualidad, muchos modelos de drones juegan un papel importante en la obtención de mejores productos espaciales fotogramétricos. Un ejercicio interesante sería la incorporación de dicha información a la plataforma, aplicando tratamientos adecuados con los comandos que se ofrecen de manera de fortalecer y mejorar productos espaciales que deriven de esta simbiosis.

En efecto, puede señalarse que fue posible aproximarse a la detección del mapeo de la línea de nieves en la zona centro-sur de las Cordillera de los Andes, aunque como se mencionó, este trabajo puede mejorarse aún más con mayor profundidad en el lenguaje de la plataforma. Sin embargo, la capacidad del procedimiento GEE para este tipo de análisis es sólido aunque el trabajo de campo y las técnicas tradicionales que conlleva (pozos, estacas, radios ecosondas, entre otros), podrá la plataforma ser aplicado como complemento adicional fortaleciendo la información proporcionada, pudiendo aplicarse de forma más recurrente y más exacto a trabajos científicos que abarquen todas las áreas de las ciencias de la criósfera.



9. Referencias

Ariza, A.; (2006). Análisis del retroceso de glaciares tropicales en los Andes centrales de Colombia mediante imágenes Landsat. *Revista Politechnica*. Vol. 13 N.º 1.

Bardel, P.; Fountain, A.; Hall, D.; Kwork, R. (2002). Synthetic aperture radar detection of the snowline on Commonwealth and Howard Glaciers, Taylor Valley, Antarctica. *Annals of Glaciology* 34. International Glaciological Society.

Braun, M. H.; Malz, P.; Sommer, C.; Farías-Barahona, D.; Sauter, T.; Casassa, G.; Seehaus, T. C. (2019). Constraining glacier elevation and mass changes in South America. *Nature Climate Change*. doi:10.1038/s41558-018-0375-7

Castillo, Yuri. (2015). Caracterización de la hidrología glaciar de la cuenca del río Maipo mediante la implementación de un modelo glacioclimatológico semi-distribuido físicamente basado. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.

Cea López C., Cristóbal Rosello J. y Pons Fernández X. (2007). Mejoras en la determinación de la cubierta nival mediante imágenes Landsat y Modis. El acceso a la información espacial y las nuevas tecnologías geográficas, Departamento de Geografía. Universitat Autònoma de Barcelona. Pp. 65 – 78.

Chuvienco, Emilio. (2010). Teledetección Ambiental. La observación de la tierra desde el espacio. Nueva edición actualizada. Editorial Ariel. Barcelona.

Dirección General de Aguas. (2019). Inventario Público de Glaciares. Ministerio de Obras Públicas. Chile.

Dozier, J.; Marks, D. (1987). SNOW MAPPING AND CLASSIFICATION FROM LANDSAT THEMATIC MAPPER DATA. *Annals of Glaciology* 9. International Glaciological Society.

Dussaillant, I., Berthier, E., Brun, F. et al. (2019). Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Nat. Geosci.* 12, 802–808. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0432-5>

Escobar, F.; Casassa, G.; Pozo, V. (1995). Variaciones de un glaciar de montaña en los Andes de Chile Central en las últimas dos décadas. *Bull. Inst. fr. études andines*, 24(3): 683-695.

Evans, I., & Cox, N. (2005). Global variations of local asymmetry in glacier altitude: Separation of north–south and east–west components. *Journal of Glaciology*, 51(174), 469-482

Evans, I., & Cox, N. (2010). Climatogenic north–south asymmetry of local glaciers in Spitsbergen and other parts of the Arctic. *Annals of Glaciology* 51 (55).

Fernández, Alfonso; Mohammad Reza Najafi; Michael Durand; Bryan G. Mark; Mark Moritz; Hahn Chul Jung; Jeffrey Neal; Apoorva Shastry; Sarah Laborde; Sui Chian Francou, 8., Pouyaud B. and 12 others. (2004). Métodos de observación de glaciares en los Andes tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos. Versión 1, Great ICe, IRD, France: 238pp. (on CD)

García, J.L.; Pizarro, F.; Calcagni, V. (2014). Fluctuaciones glaciales holocénicas en el Cajon del Maipo, Andes centrales de Chile: observaciones morfoestratigráficas de los glaciares Loma Larga y Nieves Negras. Serie Geolibros N°20. Instituto de Geografía UC.

GLIMS. (2017). Global Land Ice Measurements from Space. GLIMS Meeting 2017, Vienna, Austria.

Gomez, Marcos. (2010). Variaciones de la cubierta de nieve en Chile Centro-Sur (30°-41°S) y su relación con el fenómeno ENSO. Tesis para optar al título de Geógrafo. Departamento de Geografía. Facultad de Arquitectura, Urbanismo y Geografía. Universidad de Concepción.

Gorelick, N., Hancher, M., Dixon, M., Ilyushchenko, S., Thau, D., et al. (2017). Google Earth Engine: Planetary-Scale Geospatial Analysis for Everyone. *Remote Sensing of Environment*, 202, 18-27. doi: 10.1016/j.rse.2017.06.031

Hall, D.; Riggs, G.; Salomonson, V. (1995). Development of Methods for Mapping Global Snow Cover using moderate resolution Imaging Spectroradiometer data. *Remote Sensing Environment*, 54:127-140.

Hall, D.; Tait, A.; Foster, J.; Chang, A.; Allen, M. (2000). Intercomparison of Satellite-derived snow-cover maps. *Annals of Glaciology* 31. International Glaciological Society.

Howarth, P. y Ommanney, C. (1986). THE USE OF LANDSAT DIGITAL DATA FOR GLACIER INVENTORIES. *Annals of Glaciology* 8. International Glaciological Society.

Hulth, J.; Rolstad Denby, C.; Hock, R. (2013). Estimating glacier snow accumulation from backward calculation of melt and snowline tracking. *Annals of Glaciology* 54(62).

IPCC. (2001). Tercer Informe de Evaluación del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático de las Naciones Unidas. Geneva, Suiza.

IPCC. (2013). Cambio Climático. Bases Físicas. Resumen para responsables de políticas. Consultado en el siguiente sitio web: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/03/WG1AR5_SPM_brochure_es.pdf

Kaser, Georg; Georges, Christian. (1999). On the Mass Balance of Low Latitude Glaciers with Particular Consideration of the Peruvian Cordillera Blanca. *Geografiska Annaler*. Volume 88; Issue 4. Page 643-651.

Kaur, R.; Kulkarni, A.; Chaudhary, B. (2010). Using RESOURCESAT-1 data for determination of snow cover and snowline altitude, Baspa Basin, India. *Annals of Glaciology* 51(54).

Koelmeijer, R.; Oerlemans, J.; Tjemkes, S. (1993). Surface reflectance of Hintereisferner, Austria, from Landsat 5 TM imagery. *Annals of Glaciology* 17. International Glaciological Society.

Le Quesne, C., Acuña, C., Boninsegna, J. A., Rivera, A., & Barichivich, J. (2009). Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 334–344. doi: 10.1016/j.palaeo.2008.01.039.

Lliboutry, L. (1956). *Nieves y Glaciares de Chile*. Fundamentos de Glaciología. Ediciones de la Universidad de Chile. Santiago de Chile.

López, C.; Rosselló, C.; Fernández, P. Determinación de la superficie nival del pirineo catalán mediante imágenes Landsat y MODIS.

Loarte, E.; Rabatel, A.; Gomez, J. (2015). Determinación de la variación espacio-temporal de la altura de la línea de equilibrio de los glaciares de la Cordillera Blanca, Perú. *Revista Peruana GEO-ATMOSFÉRICA RPGA* (4), 19-30.

Maestro Cano, I. y Recio, J. (2004). Análisis comparativo de distintos métodos de estimación de la superficie glaciar en el Pirineo axial a PARTIR DE IMÁGENES Landsat. *GeoFocus (Artículos)*. N°4. Pp: 79-92.

Mark, B. (2008). Tracing tropical Andean glaciers over space and time: Some lessons and transdisciplinary implications. *Global and Planetary Change*, 60, 101-114.

Motamedi, A.; Pourhemmat, J.; Sedghi, H.; Babazadeh, H. Investigation of satellite image accuracy for determining snowline elevation (case study: Armand Basin in Iran). *Ecology, Environment and Conservation* 19 (4). Pp 947-954.

Ohlanders, N., Rodriguez, M. y Mc Phee Torres, J. (2013). Stable water isotope variation in a Central Andean watershed dominated by glacier and snowmelt. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/126393>.

Orheim, O. y Luchitta, B. (1987). SNOW AND ICE STUDIES BY THEMATIC MAPPER AND MULTISPECTRAL SCANNER LANDSAT IMAGES. *Annals of Glaciology* 9. International Glaciological Society.

Paterson, W.S.B. (2016). *The Physics of Glaciers*. Elsevier. Tercera Edición (Ebook google).

Pérez, M.; Corbera, J.; Calvet, J. (1995). Estudio de la dinámica de la línea de nieve, en península Hurd (Isla Livingston-Antártida) a partir de imágenes ERS-1 y Landsat-TM. *Revista de Teledetección*.

Phang; Ian M. Hamilton; Ningchuan Xiao. (2016). Testing the skill of numerical hydraulic modeling to simulate spatiotemporal flooding patterns in the Logone floodplain, Cameroon. *Journal of Hydrology*, ISSN: 0022-1694, Vol: 539, Page: 265-280.

Rivera, A.; Casassa, G.; Acuña, C. (2000) Variaciones recientes de los glaciares en Chile. *Investigaciones Geográficas Chile*. 34:29-60.

Rivera, A.; Casassa, G.; Acuña, C. (2001). Mediciones de espesor en glaciares de Chile centro-sur. *Investigaciones Geográficas Chile*. 35:67-100.

Rivera, A.; Bown, F.; Bravo, C. (2011). Cambios recientes en los glaciares del sur de Chile y en la Península Antártica. *Anales Instituto Patagonia*, 40(1): 39-44.

Santos, B. M. (2016). *Cubierta nival y temperaturas de superficie en Sierra Nevada a través del tratamiento digital de imágenes satelitales*. Tesis doctoral. Departamento de Geografía. Facultat de Geografia i Historia. Universitat de Barcelona. 260 pp.

Sanches, A.; Velho, L.; Simoes, J. (2015). Fluctuaciones en la extensión de los glaciares del nevado Cololo (14°50' L.S. - 69°10' L.W.) a partir de datos TM/Landsat-5. *Acta Geológica Lilloana* 27(2): 121-129.

Sarricolea, Pablo; Herrera-Ossandon, Mariajosé; Meseguer Ruiz, Óliver. (2017). Climatic regionalisation of continental Chile, *Journal of Maps*, 13:2, 66-73, DOI: 10.1080/17445647.2016.1259592.

Schaefer, M.; Rodriguez, J. L.; Scheiter, M.; Casassa, G. (2016). Climate and surface mass balance of Mocho Glacier, Chilean Lake District, 40°S. *Journal of Glaciology*, 63(238), 218–228. doi:10.1017/jog.2016.129

Segovia, A. y Videla, Y. (2017). Caracterización glaciológica de Chile. *Investigaciones Geográficas Chile*, 53:3-24.

Sidjak, R. (1999). Glacier mapping of the Illecillwaet icefield, British Columbia, Canada, using Landsat TM digital and elevation data. *International Journal of Remote Sensing*, 20:2, 273-284.

Treimun, J. Y Monsalve, R. (2015). Análisis del comportamiento temporal de la superficie y la temperatura superficial del Campo de Hielo Patagónico Norte, Región de Aysén, Chile. Periodo 2001-2014.

USGS (2018). Product guide. Landsat 4-7 surface reflectance (LEDAPS) product. Version 4.3. Department of the Interior. U.S. Geological Survey.

USGS (2018). Product guide. Landsat 8 surface reflectance code (LaSRC) product. Version 8.3. Department of the Interior. U.S. Geological Survey.

Xie, H.; Huang, Ch.; Liang, T. (2014). Special Section Guest Editorial: progress in Snow Remote Sensing. *Journal of Applied Remote Sensing*. Vol. 8.

Xin, Li; Koike, T.; Guodong, Ch. (2002). Retrieval of snow reflectance from Landsat data in rugged terrain. *International Glaciological Society. Annals of Glaciology* 34.

Zeltner, Noah. (2016). Using the Google Earth Engine for Global Glacier Change Assessment. For obtaining the academic degree Master of Science in Geography. University of Zurich. Faculty of Science.



